VOL. I — N. 1 GENNAIO 1948

ANNALI
DI
GEOFISICA

RIVISTA DELL'ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA

Diretta da ANTONINO LO SURDO

ROMA

GLI « ANNALI DI GEOFISICA »

A chi conosce le gravi, spesso insormontabili difficoltà in cui si dibattono attualmente le attività di ricerca e la stampa scientifica in particolare, parrà forse atto di eccessiva audacia quello di dare oggi vita ad un nuovo periodico scientifico.

L'Istituto Nazionale di Geofisica ha tuttavia intrapreso la pubblicazione di questa nuova Rivista destinata ad accogliere scritti di geofisica, sia per adempiere ad uno dei propri compiti fondamentali, sia per andare incontro alle esigenze di molti cultori italiani della geofisica che giustamente desiderano veder riuniti, per quanto è possibile, in una rivista specializzata i lavori inerenti a questo importante ramo della scienza; lavori che attualmente si pubblicano in riviste diverse, dedicate a discipline affini e pertanto già impegnate in programmi redazionali nei quali gli studi geofisici non possono inserirsi con facilità.

La dispersione della produzione scientifica, oltre a costringere lo studioso che voglia mantenersi a giorno dei progressi compiuti in Italia dalla geofisica, ad una complessa ricerca bibliografica, impedisce spesso che, sia in Italia che all'estero, si abbia conoscenza di una notevole parte dei nostri lavori in tale campo. Ciò è tanto più dannoso al progresso della scienza, in quanto il lavoro scientifico raggiunge completamente il suo scopo solo quando se ne diffondano ampiamente i risultati in modo da offrirli alla libera critica ed alla considerazione dei ricercatori. Le alte finalità della scienza non possono essere conseguite compiutamente e rapidamente se non con l'ausilio di una efficiente stampa periodica che consenta, in tempo relativamnte breve, di dare notizia dei lavori compiuti.

A questi concetti si è ispirato l'Istituto Nazionale di Geofisica nel prendere l'iniziativa di pubblicare questo periodico, il quale, per il fatto di essere l'organo dell'Istituto, si può considerare — nel campo della geofisica — l'unica rivista in Italia che promani da un corpo scientifico specializzato.

Sino ad ora i lavori compiuti dall'Istituto (lavori dei quali in questo stesso fascicolo è riportato l'elenco) sono apparsi, nella loro grande maggioranza, sulla rivista del C.N.R. ''Ricerca Scientifica e Ricostruzione''. A questo proposito, la redazione di ''Annali di Geofisica'' desidera, quale suo primo atto, rivolgere un caldo ringraziamento al Consiglio Nazionale delle Ricerche, il quale, attraverso la propria rivista ed ora anche mediante l'erogazione di notevoli contributi ai principali periodici, ha svolto e svolge opera altamente meritoria a vantaggio della diffusione del pensiero scientifico.

Gli ''Annali di Geofisica'', che sono aperti alla collaborazione di tutti gli studiosi senza eccezione, ospiteranno lavori relativi a tutti i vari rami della geofisica, ed in particolare a quelli corrispondenti ai reparti in cui è suddivisa l'attività dell'Istituto: sismologia, elettricità atmosferica, radiazioni e fenomeni ottici atmosferici, ionosfera, magnetismo terrestre, radioattività della terra, prospezione del sottosuolo e vulcanologia. Essi pubblicheranno inoltre lavori inerenti a ricerche di meteorologia ed in genere a ricerche su quei fenomeni naturali il cui studio possa interessare la geofisica.

Nell'intraprendere la propria fatica la redazione degli ''Annali'', desiderosa soltanto di servire gli interessi della scienza, esprime il voto che i cultori di geofisica vogliano incoraggiare la sua opera con la loro collaborazione, seguirla con il loro consenso, correggerne le mende con la loro vigile critica.

AGITAZIONI MICROSISMICHE ORIGINATE DA ATTIVITA' VULCANICA

P. Caloi - A. Lo Surdo - G. Ponte

E' noto che tutte le stazioni sismiche del mondo registrano, in misura più o meno accentuata, a seconda delle stagioni e della posizione geografica, un complesso di perturbazioni ritmiche, di origine non propriamente sismica, note sotto il nome generico di agitazione microsismica.

Anche Catania registra sovente perturbazioni ritmiche di questo genere. Studi precedenti attribuiscono dette perturbazioni all'urto dei marosi sulle coste circostanti. E' noto però che l'urto *locale* può causare solo perturbazioni rapidissime, mai comunque dell'ordine di 2-4 secondi, quali sono i periodi predominanti nell'agitazione microsismica di Catania.

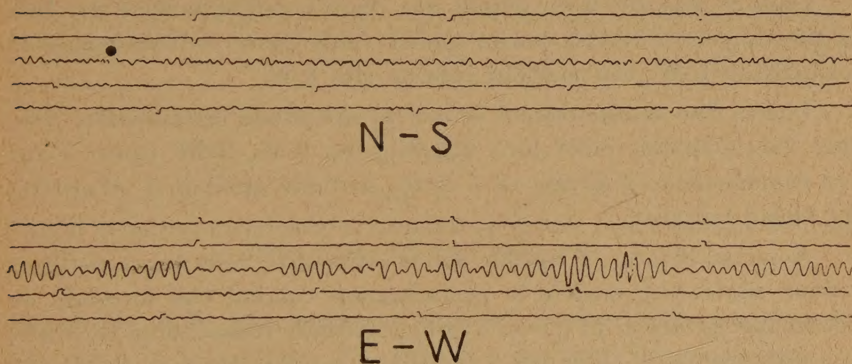


Fig. 1

Tratto di registrazione contemporanea all'attività esplosiva dell'Etna (● 23^h 34^m del 30 giugno 1942)

Ma questo argomento esula dal nostro assunto.

Vogliamo qui limitarci a dar notizie di un particolare tipo di agitazione microsismica che ha accompagnato l'attività esplosiva centrale dell'Etna incominciata dopo cessata la breve eruzione laterale del 30 giugno e ripetutasi il 5 luglio.

Accenneremo a due fatti caratteristici.

Si sa che l'agitazione microsismica dovuta all'azione dei marosi e, più generalmente, ad agenti meteorologici, può durare intere settimane; ad ogni modo, non è mai di durata inferiore a qualche ora, quando la causa è del tutto locale (nel qual caso però si manifesta con periodi di 1-2 secondi al massimo).

Orbene, il 30 giugno 1942, sullo sfondo di una debole agitazione (T = 2 sec ca.) di ampiezza pressochè uguale sulle due componenti orizzontali e sulla verticale, quasi d'improvviso, alle 23^h 32^m 30^s inizia un'ampia registrazione di oscillazioni regolari, di periodo medio pari a 3^s, e *per la durata di soli 7 minuti*. Da notare che detta registrazione interessa quasi esclusivamente la componente E-W (fig. 1).

E' notevole il fatto che, alla stessa ora, da persone che si trovavano all'Albergo « Etna » (1700 m s/m) furono visti [1] forti bagliori accompagnati da boati sul cratere centrale, *la cui attività si affievolì presto.*

Dalle 3^h 46^m alle 3^h 51^m del 1° luglio si ha la registrazione su tutte e tre le componenti di due deboli scosse, di probabile origine etnea.

Dalle 9^h alle 10^h si ha quindi una ripresa dell'agitazione del tipo su riferito, che interessa anche questa volta quasi esclusivamente la componente E-W, con massimi intorno alle 8,40.

Queste due manifestazioni isolate di agitazione microsismica rivelano l'accidentalità della loro origine, che esula dalle cause a cui essa comunemente è dovuta ed è lecito pertanto attribuirsi all'attività del vicino vulcano.

Notevole il fatto, a riprova dell'eccezionalità della causa dell'agitazione citata, che mentre le perturbazioni comuni che facevano da sfondo alle agitazioni in parola avevano sensibile componente verticale, tale componente è nulla per l'agitazione sismica inerente all'attività del vulcano.

L'eruzione iniziò il 30 giugno alle 10^h 16^m; nel pomeriggio del 1° luglio l'eruzione di lava era quasi finita. Nei giorni 2, 3 e 4 il cratere centrale si mantenne piuttosto tranquillo; solo fu vista qualche

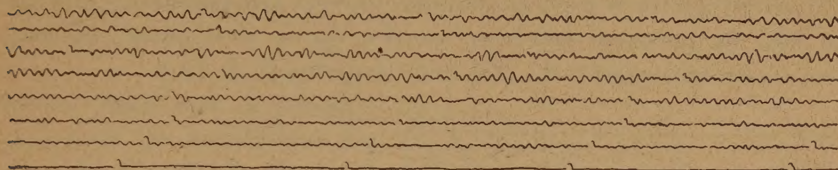
---

(1) Come risulta da indagini fatte sul posto dal prof. Ponte, Direttore dell'Istituto vulcanologico dell'Università di Catania e dell'osservatorio sismico dell'I.N.G. di Catania.

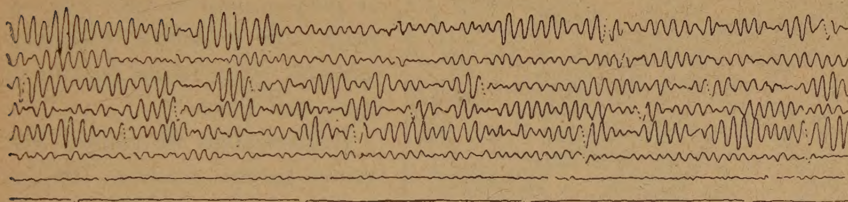
piccola fumata carica di cenere. Altre manifestazioni si ebbero nella notte del 4.

I sismografi di Catania, per motivi dipendenti dallo stato di guerra, non potevano in quei giorni funzionare in modo continuo. Mancano così le registrazioni tra il 1° ed il 5 luglio.

Il giorno 5 luglio, rimessi alle 8^h 5^m i fogli ai sismografi, questi rivelarono un'agitazione in atto del tipo anzidetto, registrata dalla



N-S



E-W

Fig. 2

Tratti di agitazione microsismica in relazione con la forte attività esplosiva dell'Etna dalle 7^h alle 14^h del 5 luglio 1942

componente E-W con ampiezze notevoli, mentre sulla componente N-S, come in precedenza, era appena accennata. Tale agitazione, a tipo parossistico, durò violenta fino alle 14^h, con ampiezze che raggiusero, sull'E-W, circa 18 μ ; poi, quasi bruscamente, si acquietò (fig. 2).

Va messo nella dovuta evidenza il fatto che anche questa agitazione dei sismografi di Catania fu in perfetta coincidenza con l'attività esplosiva del cratere centrale del vulcano. Ecco infatti cosa rilevava il Prof. Ponte: « Alle 6,55 del 5 luglio incominciarono ad essere avvertiti da Catania e dai paesi circumetnei forti e continui boati provenienti dal cratere centrale, mentre abbondante sabbia cadeva in tutto il versante orientale del vulcano.

Tale intensa attività esplosiva (pliniana) durò senza tregua fino alle 13; poi andò diminuendo e cessò completamente alle ore 14 ».

Le caratteristiche di questa nuova, più lunga ripresa dell'agitazione in esame sono sempre le stesse; periodo prossimo a 3^s, registrazione molto ampia sulla componente E-W e pressochè inesistente sulle componenti N-S e verticale. Se, come tutto lascia ritenere, detta agitazione si deve attribuire al lavorio del vulcano, poichè la bocca centrale di questo si trova pochissimo discosta dal meridiano di Catania (fig. 3), possiamo senz'altro asserire che le oscillazioni registrate sono *trasversali-tangenziali*, cioè onde superficiali di Love.



Questo è uno degli aspetti più interessanti del fenomeno. Resta da stabilire se si tratta di un fatto isolato, oppure se accompagna sempre l'attività esplosiva del vulcano; cosa che ci proponiamo di fare non appena sarà possibile, con sistematiche osservazioni intorno al cono dell'Etna.

Registrazioni di tremiti vulcanici furono ottenute, in modo sistematico, nel 1938 da Takahasi, Nagata e Hirano (1) con l'ausilio di 19 stazioni, munite di microsismografi con periodo proprio di 2^s poste intorno al vulcano Mihara, nell'isola di Oosima (Giappone).

Furono fatte numerose curve di frequenza dei periodi, sia per le componenti nella direzione del cratere, sia per le componenti a 90°. Il periodo predominante risultò di 0,32-0,30 secondi, relativo a tremiti generati sul fondo del cratere sotto forma di onde longitudinali, propagantisi in tutta l'isola di Oosima.

Gli autori ritengono possibile la generazione di onde a più lungo periodo, del tipo Love: le registrazioni relative all'Etna, che formano oggetto di questa Nota, sembrano costituire la testimonianza di detta possibilità.

RIASSUNTO

Nei periodi di attività esplosiva del cratere centrale, verificatisi durante l'eruzione dell'Etna dal 30 giugno al 5 luglio 1942, i sismografi di Catania hanno registrato agitazioni ritmiche con periodo dell'ordine di 3^s.

Si prova che dette agitazioni consistono in onde di Love, *ciò che costituisce una singolare caratteristica che viene messa in evidenza per la prima volta.*

BIBLIOGRAFIA

(1) R. Takahasi, E. Nagata e K. Hirano - « Bulletin Earthquake Research Institute », vol. XVI, 1938, pag. 87.

RIDUZIONE ISOSTATICA DELLE DETERMINAZIONI GRAVIMETRICHE ESEGUITE SUI COLLI ALBANI

CARMELO AQUILINA

Nei passati anni lo scrivente ha eseguito, sui Colli Albani e nei dintorni di Roma, con la mensola di REINA modificata da MIONI, n. 35 stazioni per la determinazione relativa di gravità, tutte collegate al punto di accelerazione gravimetrica nota di Roma (Facoltà d'Ingegneria a S. Pietro in Vincoli) (g=980.367 +0,003).

I risultati finali di queste osservazioni, ridotte secondo l'ipotesi di FAYE, e le relative anomalie già pubblicate in note precedenti ([1]) sono riportate in tab. I.

In seguito, poichè era nella tendenza degli scienziati italiani di eseguire le riduzioni isostatiche di tutte le stazioni gravimetriche misurate nel Paese, si son volute eseguire dette riduzioni, per le 35 stazioni anzidette.

In questo lavoro rendiamo note appunto le anomalie ottenute sia dopo aver apportate le correzioni secondo HAYFORD-BOWIE (*Pratt*), che quelle secondo HEISKANEN (*Airy*).

La profondità di compensazione per la riduzione secondo HAYFORD si è fissata a km 96, e, per la riduzione secondo HEISKANEN, a km 60. Le riduzioni sono state calcolate utilizzando le « *Tavole fondamentali per la riduzione dei valori osservati della gravità* » di G. CASSINIS, P. DORE e S. BALLARIN e adottando lo schema di suddivisione in « *compartimenti* » riportato in dette tavole.

La determinazione delle *quote dei compartimenti* si è fatta, nelle immediate vicinanze delle stazioni gravimetriche, su carte topografiche a grande scala, e, man mano che ci si allontanava, su carte 1:25.000 dell'I.G.M. (fino alla zona G inclusa); 1:100.000 dell'I.G.M. (fino alla zona L inclusa); 1:500.000 degli Atlanti: André e Stieler (dalla zona L alla zona O_1); carta 1:3.000.000 dell'Atlante Andrée (dalla zona O_1 alla 16); carta 1:12.000.000 per l'Europa e 1:10.000.000 per l'Africa dall'Atlante Andrée (dalla zona 16 alla 14); carta in proiezione equivalente dell'intera superficie terrestre per le zone restanti.

Tabella I

Stazioni S	Latitudine	Longitudine	Altezza H del punto S	Gravità ridotta secondo FAYE g'	Gravità normale (1930) γ	Anomalie g' - γ
				gal	gal	gal
Rocca di Papa	41°45',9	0°15',5 E.M.M.	759 m	980,432	980,338	+0,094
Monte Cavo	» 45,1	» 15,5 »	951 »	980,431	980,337	+0,094
Ariccia	» 43,1	» 13,1 »	403 »	980,398	980,334	+0,064
Castel Gandolfo	» 43,8	» 11,6 »	435 »	980,420	980,336	+0,084
Marino	» 46,1	» 12,5 »	359 »	980,415	980,338	+0,077
Frascati	» 48,6	» 13,5 »	328 »	980,403	980,342	+0,061
Ciampino	» 47,9	» 08,4 »	110 »	980,420	980,341	+0,079
Frattocchie	» 46,0	» 09,3 »	180 »	980,406	980,338	+0,068
Nemi	» 43,1	» 15,1 »	521 »	980,416	980,334	+0,082
Velletri	» 41,3	» 19,6 »	374 »	980,399	980,331	+0,068
Montecompatri	» 48,3	» 17,0 »	530 »	980,420	980,342	+0,078
Rocca Priora	» 47,6	» 18,7 »	768 »	980,418	980,340	+0,078
Capo di Bove	» 50,6	» 05,9 »	71 »	980,387	980,345	+0,044
Sc. M. Agraria	» 50,2	» 03,7 »	51 »	980,374	980,345	+0,029
IV Miglio	» 50,4	» 04,3 »	55 »	980,375	980,345	+0,030
Castel di Leva	» 45,8	» 05,3 »	102 »	980,364	980,338	+0,026
Sc. D. G. Bassi	» 48,3	» 02,2 »	50 »	980,362	980,341	+0,021
Mandriola	» 45,4	» 02,7 »	74 »	980,378	980,338	+0,040
Lanuvio	» 40,4	» 14,7 »	320 »	980,377	980,330	+0,047
Nistri (O.M.I.)	» 51,5	» 01,2 »	18 »	980,373	980,347	+0,026
Pavona	» 44,0	» 09,7 »	190 »	980,388	980,335	+0,053
Cecchina	» 41,5	» 11,7 »	216 »	980,368	980,331	+0,037
S. Cesareo	» 49,3	» 21,0 »	315 »	980,396	980,343	+0,053
Pantano	» 52,3	» 15,6 »	56 »	980,377	980,347	+0,030
Torre Nova	» 51,6	» 09,9 »	62 »	980,370	980,347	+0,023
Cisterna	» 35,5	» 22,7 »	76 »	980,390	980,322	+0,067
Cori	» 38,5	» 27,7 »	395 »	980,447	980,327	+0,120
Giulianello	» 41,1	» 25,4 »	225 »	980,396	980,331	+0,065
Lariano	» 43,6	» 23,0 »	354 »	980,413	980,335	+0,078
Valmontone	» 46,6	» 28,0 »	303 »	980,386	980,339	+0,047
Palestrina	» 50,3	» 26,3 »	465 »	980,420	980,345	+0,075
Gallicano	» 52,3	» 22,0 »	241 »	980,395	980,348	+0,047
Ten. Granaraccio	» 55,1	» 12,2 »	54 »	980,391	980,352	+0,039
Lunghezza	» 55,5	» 12,9 »	41 »	980,381	980,352	+0,029
Settecamini	» 56,3	» 10,3 »	48 »	980,385	980,354	+0,031

La densità media della crosta terrestre, per le riduzioni secondo Hayford, è stata assunta, in conformità con quanto si è fatto in altri lavori dello stesso genere, uguale a 2,67; quella dei mari 1,03.

Per le riduzioni secondo Heiskanen si sono fissate, analogamente, per il *Sial* la densità di 2,67 e per il *Sima* 3,27.

I risultati ottenuti sono riportati nella seguente tabella II.

Da detta tabella rileviamo che i valori ridotti seguendo il procedimento di Hayford-Bowie, differiscono da quelli ridotti secondo il procedimento di Heiskanen di una quantità che va ad un massimo di 10 mgal; inoltre si è trovato che i valori di g ridotti secondo Heiskanen sono più elevati dei corrispondenti ottenuti seguendo Hayford. Ma a ciò non attribuiamo alcun significato.

Osserviamo infine che i valori di g ridotti secondo le ipotesi isostatiche differiscono da quelli di Faye di una quantità che va fino ad un massimo di 27 mgal, i valori di Faye inoltre si sono trovati superiori dei corrispondenti ridotti secondo le ipotesi isostatiche.

Successivamente alle riduzioni isostatiche abbiamo voluto eseguire anche la riduzione totale secondo Bouguer per le ragioni seguenti. Nello studio intensivo di regioni ristrette, quando ci si propone di riscontrare per via gravimetrica la eventuale presenza di un corpo geologico di densità superiore (o inferiore) a quella media delle rocce circostanti interessa grandemente tener conto, già in sede di correzione, della distribuzione effettiva della densità in modo da « isolare » al massimo l'effetto dovuto al corpo geologico oggetto della ricerca. Ora essendo gli effetti delle parti note minimizzati o annullati dalle correzioni secondo le teorie isostatiche, l'applicazione di queste teorie non appare senz'altro giustificabile in casi come quello in esame. Sembrerebbe invece più opportuno seguire un altro criterio e cioè, trovato per ogni punto di stazione il valore della gravità, calcolare il valore dell'anomalia detraendo da esso il valore della gravità che in quello stesso punto di stazione si misurerebbe nel caso ideale di assenza del corpo di densità diversa, ferme restando tutte le altre caratteristiche comprese quelle del rilievo topografico. Questo criterio conduce in definitiva ad apportare alle misure della gravità la riduzione totale di Bouguer, riduzione che viene praticata riferendosi alla densità media delle rocce circostanti, sia per il calcolo della piastra che per quello della correzione topografica.

Nella tabella III sono stati riportati i valori ottenuti apportando alle misure delle 35 stazioni la riduzione totale di Bouguer. avendo

TABELLA II

Anomalie secondo Hayford e secondo Heiskanen

Stazioni S	Gravità ridotta secondo HAYFORD g'_c	Gravità ridotta secondo HEISKANEN g''_c	Anomalie $g'_c - \gamma$	Anomalie g''_c
	gal	gal	gal	gal
Rocca di Papa	+980,417	+980,425	+0,079	+0,087
Monte Cavo	+980,425	+980,435	+0,088	+0,098
Ariccia	+980,383	+980,388	+0,049	+0,054
Castel Gandolfo	+980,413	+980,414	+0,077	+0,078
Marino	+980,402	+980,405	+0,064	+0,067
Frascati	+980,383	+980,385	+0,041	+0,043
Ciampino	+980,408	+980,416	+0,067	+0,075
Frattocchie	+980,396	+980,396	+0,058	+0,058
Nemi	+980,403	+980,408	+0,069	+0,074
Velletri	+980,380	+980,381	+0,049	+0,050
Montecompatri	+980,398	+980,401	+0,056	+0,059
Rocca Priora	+980,397	+980,397	+0,057	+0,057
Capo di Bove	+980,393	+980,384	+0,038	+0,039
Scuola Media Agraria	+980,370	+980,374	+0,025	+0,029
IV Miglio	+980,371	+980,374	+0,026	+0,029
Castel di Leva	+980,361	+980,362	+0,023	+0,024
Scuola D. G. Bassi	+980,360	+980,362	+0,019	+0,021
Mandriola	+980,377	+980,379	+0,039	+0,041
Lanuvio	+980,358	+980,360	+0,028	+0,030
Nistri	+980,370	+980,372	+0,023	+0,025
Pavona	+980,375	+980,376	+0,040	+0,041
Cecchina	+980,356	+980,359	+0,025	+0,028
S. Cesareo	+980,373	+980,374	+0,030	+0,031
Pantano	+980,357	+980,358	+0,010	+0,011
Torre Nova	+980,362	+980,362	+0,015	+0,015
Cisterna	+980,378	+980,379	+0,056	+0,057
Cori	+980,430	+980,435	+0,103	+0,108
Giulianello	+980,375	+980,376	+0,044	+0,045
Lariano	+980,389	+980,390	+0,054	+0,055
Valmontone	+980,359	+980,360	+0,020	+0,021
Palestrina	+980,393	+980,399	+0,048	+0,054
Gallicano	+980,373	+980,374	+0,025	+0,026
Tenuta Granaraccio	+980,371	+980,372	+0,019	+0,020
Lunghezza	+980,362	+980,363	+0,010	+0,011
Settecamini	+980,367	+980,367	+0,013	+0,013

assunto come densità di calcolo quella media di 2.2 delle rocce esistenti nella regione: le anomalie trovate vanno interpretate appunto come dovute a rocce di densità diversa da quella media assunta.

Dalla tabella III rileviamo che i valori di g ridotti seguendo il procedimento di BOUGUER differiscono da quelli di FAYE, di HAYFORD e di HEISKANEN per una quantità che va da un minimo di 2 mgal ad un massimo di 52 mgal.

Prima di passare alla discussione dei risultati riportati vogliamo riassumere brevemente i dati geologici della regione in modo che sia poi possibile fare un parallelo tra i risultati ottenuti e quelli che si

sarebbero dovuti attendere in base alle sole caratteristiche geologiche.

La regione in esame, sede del Vulcano Laziale, può, topograficamente, considerarsi mediamente accidentata: quote massime sui 1000 metri, per una parte, e la campagna romana che, in vari punti, rimane notevolmente sotto i 100 metri. Queste condizioni sono tali da essere risentite nei risultati delle osservazioni.

Uno sguardo sia pure rapido, alla regione, rivela l'esistenza di un grande cratere, primitivo (detto dell'Artemisio o Tuscolano), del diametro esterno di una ventina di chilometri, ed interno di una decina, interrotto nella parte ovest e sud-sud-ovest rispettivamente dai crateri di *Castel Gandolfo* (Lago di *Albano*) e di *Nemi* (Lago omonimo); internamente a questo si nota poi un cratere più piccolo (detto di *Monte Albano* o *Monte Cavo*) che raggiunge i 950 m circa.

Più oltre, a sud-ovest, si trova la valle di *Ariccia* anch'essa con la caratteristica forma di cratere.

Tutta la regione circostante inoltre è cosparsa di numerosi « *apparecchi avventizi* », alcuni dei quali, lungo le vie *Anagnina* ed *Appia*, raggiungono Roma.

I terreni che si riscontrano in questa regione sono essenzialmente vulcanici e comprendono tufi da litoidi a terrosi, pozzolane, lave leucitiche: essi hanno una potenza variabile da alcune decine ad alcune centinaia di metri e poggiano direttamente sopra la potente formazione delle argille e sabbie plioceniche.

Per quanto riguarda le loro densità si può assumere per i tufi e le pozzolane un valore medio di 2.2, per le lave un valore medio di 2.7, per le sabbie e argille un valore medio di 2.

Ricordiamo infine che la regione in esame prima fortemente vulcanica, sebbene ormai destinata ad un progressivo assestamento, è tuttavia, come dimostra la storia recente ancora al giorno d'oggi, sottoposta ad una notevole attività sismica.

Solo nell'ultimo secolo si sono infatti verificati (oltre ad altre scosse minori): due terremoti di cui uno rovinoso, con epicentro a Frascati; tre, di cui due fortissimi, con epicentro ad Albano; due con epicentro ad Ariccia; uno con epicentro a Genzano ed uno rovinoso con epicentro presso Nemi; le profondità ipocentriche sono comprese fra un minimo di 3 km ed un massimo di 10 km e questo ci permette, dato che le caratteristiche di tali moti accusano senz'altro che trattasi di terremoti di crollo, di avere un elemento indiretto, sebbene non preciso, circa la profondità del bacino magmatico.

Tabella III

Anomalie secondo Bouguer

Stazioni S	Gravità ridotta secondo la riduzione totale di Bouguer $\delta = 2.2$	Anomalie $g_c - \gamma$
Rocca di Papa	980,393	+0,055
Monte Cavo	379	42
Ariccia	376	52
Castelgandolfo	411	75
Marino	408	70
Frascati	399	57
Ciampino	434	93
Frattocchie	415	77
Nemi	395	61
Velletri	393	62
Montecompatri	396	54
Rocca Priora	374	34
Capo di Bove	407	62
Scuola Media Agraria	394	49
IV Miglio	395	50
Castel di Leva	380	42
Scuola G. Bassi	383	42
Mandriola	397	59
Lanuvio	373	43
Nistri	396	49
Pavona	396	61
Cecchina	374	43
S. Cesareo	392	49
Pantano	398	51
Torre Nova	389	42
Cisterna	408	86
Cori	435	108
Giulianello	402	71
Lariano	405	70
Valmontone	383	44
Palestrina	402	57
Gallicano	398	50
Torre Granaraccio	411	59
Lunghezza	402	50
Settecamini	405	51

Interpretazione dei risultati.

Per passare dai dati analitici delle tabelle I, II e III alla loro interpretazione alla luce delle precedenti considerazioni sulla natura geologica della regione, abbiamo tracciato nelle tav. I-IV le curve isoanomale ottenute secondo le diverse teorie.

Riduzione isostatica secondo Heiskanen
Tav II

Le tav. I e II riportano le isoanomale di HAYFORD e HEISKANEN. L'andamento delle isoanomale riportate in dette tavole, molto simili tra di loro, accusa un massimo nella zona grossolanamente delimitante il cratere *Tuscolano*.

Altra interessante caratteristica comune a tutte e due è una forte eccedenza, positiva, nella regione di Ciampino (aeroporto). E' questa una collina che raggiunge la massima quota proprio in detta località.

La tavola III è quella che riporta le isoanomale ottenute secondo FAYE. Anche in questa rappresentazione ci troviamo davanti ad anomalie con due regioni di massimo corrispondenti presso a poco a quella delle anomalie isostatiche precedenti.

Altra zona di massimo, superiore alle altre, in tutte e tre le tavole, è quella di *Cori*.

Una regione di minimo si delinea infine, nelle tavole I e II nelle località *Settecamini*, *Torrenova*, *Pantano*, *Lunghezza*.

Nella tavola III detta regione si estende al *IV Miglio*.

La tav. IV riporta da ultimo le isoanomale ottenute secondo BOUGUER. La media delle anomalie trovate, tutte positive, è risultata di 57,7 mgal.

Rispetto a questo si notano, nella tavola:

1) una regione di minimo in corrispondenza al cratere dell'*Artemisio*; la conformazione planimetrica delle isoanomale è allungata, diretta da S-O verso N-E, quasi ad attestare che in tempi remoti i prelevamenti del magma erano fatti, forse, eccentricamente (in corrispondenza di *Rocca Priora*), poi dal cono di *M. Cavo*;

2) una regione di massimo (sempre rispetto alla media di 57,7 mgal) in corrispondenza di *Ciampino* ed in accordo con le Tavole precedenti; le curve raggiungono, a N-O, *Capo di Bove*, includendo la colata di lava omonima; a S-E le Frattocchie;

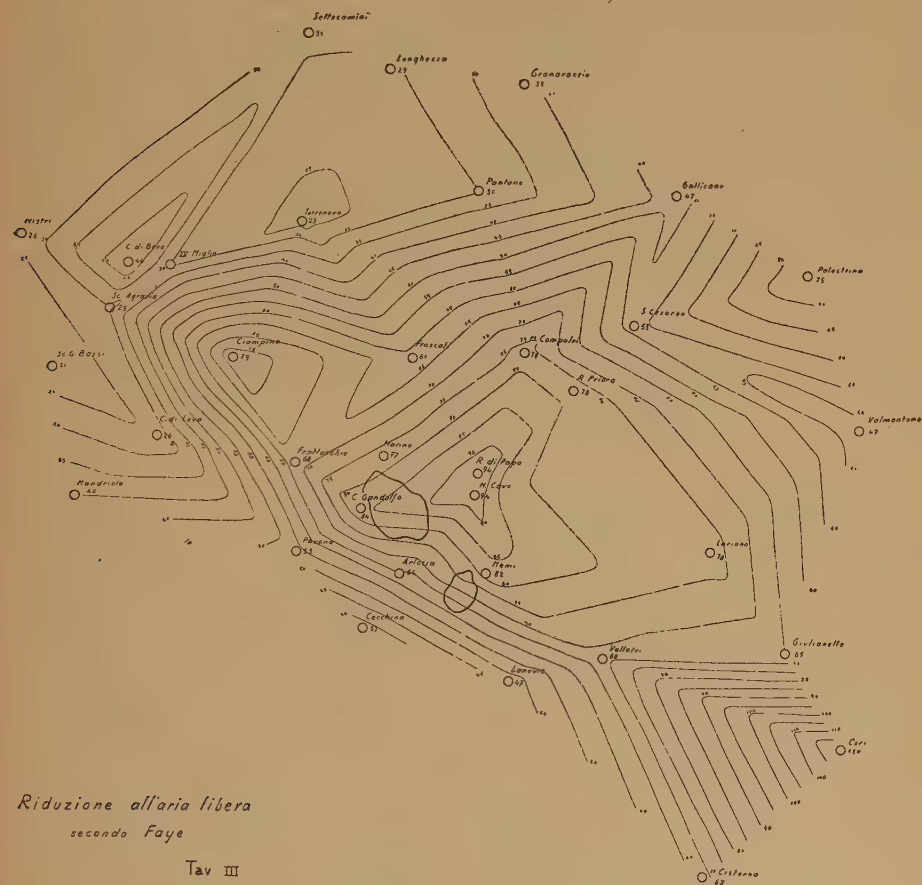
3) infine la regione di *Cori* (per la quale però non abbiamo punti circostanti a disposizione) in cui si riscontra una forte anomalia positiva, anomalia riscontrata già anch'essa nelle tavole I, II e III.

Confrontando i risultati ottenuti apportando le riduzioni secondo i quattro metodi riportati si giunge pertanto alle seguenti conclusioni:

1) Con tutti i metodi di riduzione si mette in vista l'esistenza di una anomalia positiva generale della regione. Tale anomalia positiva trova una spiegazione immediata nella geologia nota e presumibile della regione in quanto essa può interpretarsi come dovuta alla esistenza della massa del bacino magmatico che ha alimentato l'attività vulcanica della zona e che trovasi ad una profondità compresa fra 3 e 10 km.

2) Con tutti i metodi le misure di gravità denotano in prossimità di Ciampino e nella regione di Cori la presenza di aree aventi una forte eccedenza di densità rispetto all'anomalia positiva generale della regione. Tralasciando di parlare della regione di Cori, per la quale non si ha un numero sufficiente di stazioni circostanti, per quanto riguarda il rilievo cupoliforme in corrispondenza di Ciampino

esso può attribuirsi ad una estroflessione o ad una protuberanza dello stesso bacino magmatico principale: ad essa presumibilmente si può ricollegare anche l'effusione lavica di Capo di Bove la quale sarebbe quindi da interpretare piuttosto come dovuta ad una eruzione eccentrica, come altri elementi di superficie e come l'analogia con altre lave della regione inducono a ritenere probabile.



Riduzione all'aria libera secondo Faye

Tav III

3) Mentre le misure di gravità ridotte secondo Faye, Hayford e Heiskanen indicano sotto l'apparato del centro craterico di Albano l'esistenza di una forte eccedenza di densità rispetto al valore medio dell'anomalia positiva della regione, le stesse misure ridotte secondo Bouguer, indicano invece un'area di depressione relativa all'andamento generale.

Nel caso della riduzione all'aria libera di FAYE tale discrepanza trova la sua logica spiegazione nel fatto che non si tiene conto dell'influenza sui valori della gravità misurata della presenza delle masse esistenti sopra il livello del mare e quindi i valori riportati risultano tanto maggiori di quelli reali quanto maggiore è la quota del punto di stazione sul livello del mare.

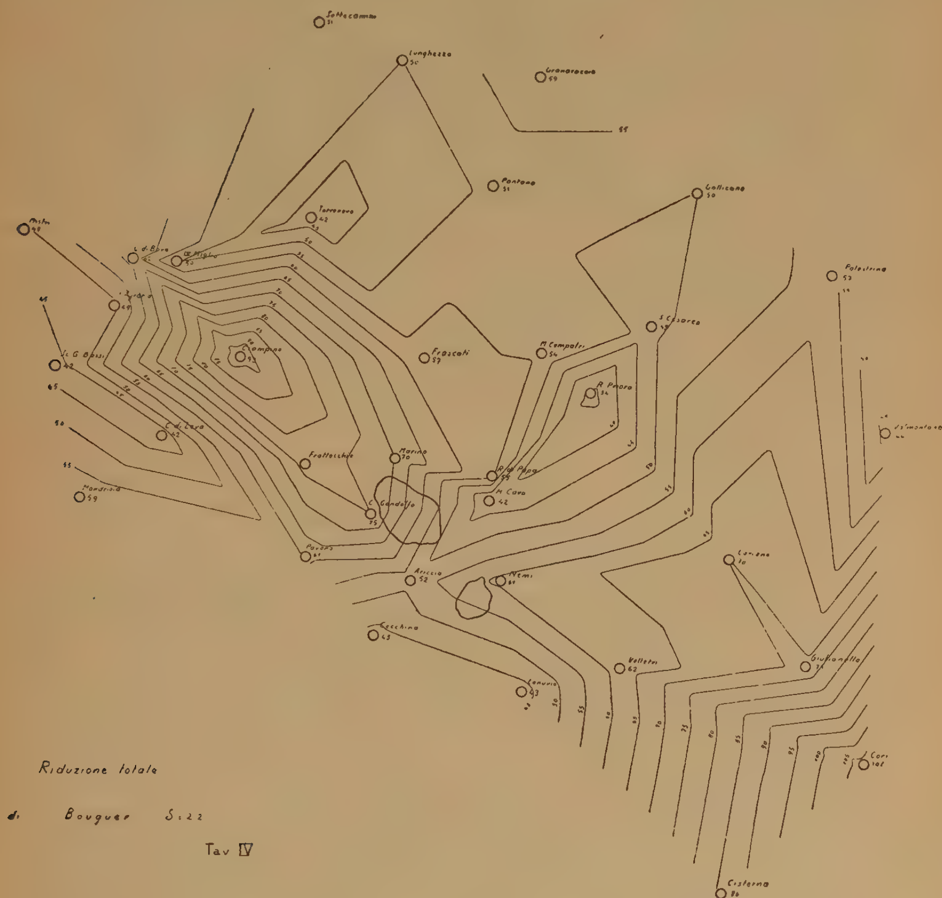
Nel caso delle riduzioni isostatiche è l'ipotesi ammessa che la densità delle rocce diminuisce da punto a punto al crescere della quota sul livello del mare (ipotesi che non ha alcun fondamento nel caso di regioni quali quella in esame non ancora definitivamente assestate) che conduce a sottovalutare l'azione sulle misure della gravità delle masse più elevate e che quindi porta ad una rappresentazione delle isoanomale che risente notevolmente, sebbene in minor misura che nel metodo FAYE, dell'andamento topografico del terreno.

Il metodo di BOUGUER, al quale tuttavia possono essere elevate giuste critiche per quanto riguarda i valori assoluti delle misure della gravità che esso fornisce, sembra risulti invece il più idoneo per mettere in evidenza le differenze della densità delle rocce relativamente superficiali; esso appare il più idoneo, quindi, nelle applicazioni della gravimetria ai problemi di geologia locale e di geologia mineraria.

La depressione sotto il cratere Albano, riscontrata apportando alle misure fatte nel nostro caso la riduzione totale di BOUGUER, è infatti pienamente giustificabile sulla base della geologia della regione: essa può infatti ascriversi allo svuotamento della parte superiore del bacino magmatico, svuotamento che ha originato (ad una profondità che sulla base dei dati sismici, può essere valutata fra i 3 e i 10 km) una abbastanza estesa zona di densità in ogni caso molto minore della media circostante. A conferma di questa affermazione vogliamo far vedere infatti, con calcoli puramente indicativi (perchè troppo semplificativi) che le deficienze di una massa probabilmente verificatesi al di sotto del cratere Albano sono tali da giustificare l'ubicazione e l'ordine di grandezza delle anomalie riscontrate nell'applicare la correzione di BOUGUER.

Ricordiamo anzitutto che una valutazione volumetrica dei materiali fuori usciti dai diversi crateri del Vulcano Laziale (e che tuttavia non tiene conto nè dei prodotti gassosi sprigionatisi, nè dei prodotti successivamente asportati dalle erosioni, ecc.) è stata fatta dal SABATINI e fissata a poco meno di 190 km^3. Arrotondando a 200 questo valore e supponendo la loro densità pari a $\delta = 2.2$ la massa

risultante sarà pari a $440 . 10^9$ t. Supponendo per semplificare il calcolo, che tutta questa massa fuori uscita da diversi centri eruttivi del Vulcano provenga da un'unica zona situata al di sotto del cratere di M. Cavo e che tale zona non sia stata successivamente neppure in parte riempita da materiale crollato dal tetto, il vuoto creatosi e ri-



masto tale, supposto di forma cilindrica e alto km 3, avrebbe una base circolare di raggio $a = 3,945$ km.

L'effetto in superficie di un tale vuoto, calcolato con la nota espressione

$$F = 2 \mu \pi \delta \left[H + a - \sqrt{H^2 + a^2} \right]$$

dove $\mu = 6673 . 10^{-11}$ è la costante d'attrazione universale, H la pro-

fondità della base del vuoto cilindrico, — a — il raggio della base, risulta di —37 mgal nel caso che il detto vuoto è compreso fra la profondità di 7 km e di 10 km.

L'anomalia registrata a M. Cavo è di 42 mgal, differente, in meno, dal valore medio trovato (57,7), per 15,7 mgal; l'anomalia registrata invece a Rocca Priora, di 34 mgal, differisce dalla media, di 23,7 mgal in meno.

Si vede dunque come nonostante le grossolane ipotesi fatte e nonostante la incertezza dei dati impiegati, vi è un notevole accordo di prima approssimazione fra i dati calcolati e quelli ottenuti sperimentalmente. Tale accordo sarebbe stato ancora più soddisfacente qualora si fosse assegnata al vuoto sotterraneo una forma meno concentrata (in particolare se gli si fosse data una forma che per esempio avesse ad un dipresso seguito in pianta la linea isoanomala di 45 mgal passante per M. Cavo e Rocca Priora), e qualora si fosse tenuto conto che parte dei vuoti sono stati riempiti di materiale franato dal tetto.

Roma - Istituto di Geofisica Mineraria - giugno 1947.

RIASSUNTO

Sono stati ripresi i risultati delle osservazioni gravimetriche eseguite sui colli Albani e già precedentemente pubblicati; ad essi sono state fatte le riduzioni secondo le diverse teorie e precisamente la riduzione all'aria libera di Faye, la riduzione totale di Bouguer, le riduzioni isostatiche di Hayford-Bowie e Heiskanen; si sono quindi riportati sia in tabelle che in grafici i valori delle anomalie gravimetriche ottenute.

Scopo del lavoro è stato duplice: da una parte si è voluta seguire la tendenza dei geodeti italiani a fare le riduzioni isostatiche di tutte le stazioni gravimetriche misurate nel paese, dall'altra si è voluto stabilire in un caso pratico e sopra un terreno geologicamente abbastanza noto l'entità delle differenze dei valori e delle anomalie riscontrate con i vari metodi e vedere quale riduzione è più rispondente agli effetti dello studio di problemi minerari interessanti profondità ed estensioni limitate e zone non ancora completamente assestate.

Il confronto dei vari risultati permette di stabilire che quelli secondo Faye, Hayford e Heiskanen sono fra loro concordanti, mentre quelli secondo Bouguer si discostano da essi.



M. Mario
41°55'
CITTÀ DEL
VATICANO
Tor di Quinto
C.le Fraschetti
Gennaro
Serra Santa
S. Gregorio da Sassola
Casape
Poli
Garbatella
S. Paolo
TEVERE
Staz.e Magliana Ostiense
Abb.a delle Tre Fontane
Regime le Tende
Castel S. Pietro Romano
Palestrina
Rocca di Cave
Caprànica
Prenestina
M. Manno
Staz. di Zagarolo
S. Agapito
C. Cicerchia
C. Barberini
Cave
Cecchignola
Staz.e Palestrina
Cecconi
C.le Valchetta Rocchi
Il Castelluccio
Acquacetosa
le Quadrelle
la Marcigliana
T.re Chiesaccia
Vallerano
Labico
Via Casilina
Valmontone
(S.S. N°6)
C.le di Perna
T.re della Mandriola
Via Trigoria
Macere
C.le Cacalupi
Staz. di Artena
la Torretta
S. Nicola
C.le Trigoria alta
V.la Mancini
Castel Romano
Artena
C. Zuccotto
Il Capellaro
M.te di Leva
S. Gioacchino
Macchia della Capocotta
L'Assunta
Giulianello
Rocca Massima
M. Gardolfo
41°45'
50'
(Cervèteri F° 149)
(Alatri F° 151)
41°55
50'
41°45'
0°25'

Il confronto con gli elementi noti della geologia locale porterebbe però a concludere che i risultati ottenuti utilizzando la concezione di Bouguer sono, almeno qualitativamente, i più concordanti con quelli prevedibili in base alle considerazioni geologiche.

BIBLIOGRAFIA

(1) AQUILINA C.: *Determinazioni relative di gravità eseguite nell'estate 1936 sui Colli Albani.* (Ric. d'Ing. 1938). — *Determinazioni relative di gravità eseguite nell'estate 1937.* (Ric. d'Ing. 1939). — *Determinazioni relative sui Colli Albani e dintorni di Roma anno 1938.* (R. comm. geod. Ital. - verb. 2/3 giugno 1939. 1940). — *Determinazioni relative di gravità eseguite nel 1939.* (Ric. d'Ing. 1942).

LE SESSE DEL LAGO DI GARDA

PIETRO CALOI

PARTE PRIMA

SESSE CHE INTERESSANO L'INTERO LAGO

Le ipotesi che generalmente si fanno nelle teorie idrodinamiche delle sesse possono così riassumersi: lunghi bacini (canali) di larghezza e profondità variabili; componente laterale del movimento orizzontale, normale alla linea di valle, trascurabile, ciò che presuppone il moto orizzontale verificarsi soltanto parallelamente all'asse x, che, in corrispondenza della linea di valle, sta nel piano orizzontale costituito dalla superficie libera del lago in quiete. Queste ipotesi si ritengono praticamente soddisfatte se non si verificano brusche variazioni né in larghezza e profondità, né lungo la linea di valle.

Si ritiene inoltre che lo spostamento verticale η delle particelle d'acqua dipenda soltanto da x e dal tempo t; conseguentemente esso è uguale per tutte le particelle che si trovano, in un dato istante, in una sezione verticale $S(x)$ del lago, normale all'asse x.

Per onde lunghe, rispetto alla lunghezza d'onda delle quali la profondità h del bacino sia piccola, l'accelerazione verticale si ritiene trascurabile. Conseguenza di questa ipotesi è che soltanto la pressione idrostatica risulta dinamicamente efficace; sono quindi da considerare soltanto le variazioni di pressione derivanti dalle variazioni di livello. Naturalmente, anche gli spostamenti orizzontali ξ sono uguali per tutte le particelle di una stessa sezione trasversale $S(x)$.

Infine, la supposizione, generalmente realizzata nei bacini naturali, che ritiene i dislivelli η piccoli rispetto alle profondità h, comporta la soppressione del termine $u_x \frac{\partial u_x}{\partial x}$ nell'equazione idrodinamica fondamentale di Eulero; per cui l'equazione del movimento in un bacino generico assume la forma

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = -g \frac{\partial u}{\partial x} \qquad [1]$$

L'equazione di continuità esprime che l'eccedenza dell'acqua entrante su quella uscente dallo strato di spessore δx, compreso fra le sezioni $S(x)$ e $S(x+\delta x)$ genera il dislivello alla superficie dello strato stesso. L'equazione di continuità, se $b(x)$ significa la larghezza variabile del bacino, misurata alla superficie libera, diventa

$$\eta = -\frac{1}{b(x)} \frac{\partial}{\partial x} \left[S(x).\xi \right]. \qquad [2]$$

La soluzione di queste equazioni conduce ad un problema ai limiti di 2. ordine; il quale, notoriamente, ha soluzioni soltanto per determinati autovalori di un parametro. Nel nostro caso, questi valori sono i periodi delle possibili oscillazioni libere.

G. Chrystal (1) trasforma le equazioni [1] e [2] mediante l'introduzione delle variabili

$$u = \xi.S(x) \qquad [3]$$

e

$$v = \int_0^x b(x)\, dx. \qquad [4]$$

u rappresenta il volume del liquido che attraversa la sezione $S(x)$ in forza dello spostamento orizzontale ξ, mentre v esprime l'area, calcolata sulla superficie libera, della superficie limitata da quella sezione e dall'estremo $x=0$.

Si ha

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = S(x) \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2}; \quad \frac{\partial u}{\partial v} = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{dx}{dv} = \frac{1}{b(x)} \frac{\partial u}{\partial x};$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial v^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{1}{b(x)} \frac{\partial u}{\partial x} \right] \frac{dx}{dv} = \frac{1}{b(x)} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{1}{b(x)} \frac{\partial [S(x)\xi]}{\partial x} \right].$$

Dalle (1), (2) consegue

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = g \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{1}{b(x)} \frac{\partial [S(x).\xi]}{\partial x} \right].$$

Moltiplicando per $S(x)$ e ponendo

$$S(x).b(x) = \sigma(v),$$

dove x risulta, per la [4], funzione di v, si ottengono le equazioni di movimento e di continuità sotto la forma

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = g\,\sigma(v) \frac{\partial^2 u}{\partial v^2}; \qquad [5]$$

$$\eta = -\frac{\partial u}{\partial v} \cdot \qquad [6]$$

Se u è rappresentabile mediante la somma di una serie di semplici funzioni armoniche di t,

$$u = \sum_{1}^{\infty} {}_i U_i(v) \sin \omega_i(t\text{-}t_i), \qquad \omega_i = \frac{2\pi}{T_i}$$

l'equazione di Chrystal assume la forma

$$\sigma(v) \frac{d^2u}{dv^2} + \frac{4\pi^2}{gT^2} u = 0 \, . \qquad [7]$$

La curva rappresentata dalla funzione $\sigma(v)$ fu detta da Chrystal *curva normale* del bacino d'acqua: essa ha per ordinate i valori di $S(x).b(x)$ e per ascisse i valori di $\int b(x)\, dx$.

La determinazione delle oscillazioni libere nei laghi è quindi ricondotta alla risoluzione di un'equazione differenziale omogenea del second'ordine, con certe condizioni agli estremi. Chrystal ha risolto la [7] in molti casi particolari, nei quali la curva normale può identificarsi con una curva analitica o tratti raccordati di curve analitiche (curve paraboliche o biparabolihe, concave o convesse, quartiche, tratti rettilinei, ecc.).

Nel 1915 Proudman ([2]) risolse il problema — sesse libere, rappresentate dalla [7], e sesse forzate — in tutta la sua generalità, prescindendo dalla forma della curva normale, purché la forma e le dimensioni della sezione trasversale del lago mutino lentamente. Nel 1924 Matteuzzi ([3]) dimostrò che il problema può essere risolto elegantemente e in modo più rapido della soluzione proposta da Proudman, mediante un'equazione integrale di Volterra di seconda specie. All'atto pratico però queste soluzioni riescono molto faticose (il metodo di Proudman è stato applicato una sola volta: da Doodson e collaboratori ([4]) al lago di Ginevra). Data la natura del problema è preferibile ricorrere a soluzioni, forse meno rigorose, ma che riescono più agevoli, pur consentendo risultati attendibili. Fra queste merita particolare mensione il procedimento proposto da Hidaka ([5]), che applica il metodo delle variazioni di Ritz alla determinazione delle sesse di un lago.

Hidaka considera l'equazione di Chrystal [7], con le condizioni ai limiti

$$u(o)=u(a)=0, \qquad [8]$$

dove a è l'area superficiale totale del lago. Sarà quindi

$$0 \leq v \leq a.$$

La funzione $\sigma(v)$ ha la proprietà di annullarsi agli estremi del lago, così che è

$$\sigma(o) = \sigma(a) = 0. \qquad [9]$$

Posto

$$z = \frac{v}{a}$$

ed espresso σ in funzione di z, la [7] si può scrivere

$$\frac{d^2u}{dz^2} + \frac{\lambda}{\sigma(z)} u = 0, \qquad [10]$$

con le condizioni ai limiti

$$u(0)=0, \; u(1)=0, \qquad [11]$$

e dove

$$\lambda = \frac{4\pi^2}{T^2} \frac{a^2}{g}. \qquad [12]$$

La [10], con le condizioni [11], è soddisfatta solo da certi valori del parametro λ. L'integrazione della [10], soggetta alle condizioni [11], per un noto teorema del calcolo delle variazioni, è equivalente alla ricerca del valore stazionario dell'integrale

$$I(u) = \int_0^1 \left\{ \left(\frac{du}{dz} \right)^2 - \frac{\lambda}{\sigma(z)} \cdot u^2 \right\} dz. \qquad [13]$$

Siano $\Psi_0(z), \Psi_1(z), \cdots \Psi_m(z)$, $m+1$ funzioni soddisfacenti alle (11)

$$\Psi_i(0) = \Psi_i(1) = 0, \qquad (i=0, 1, 2, \ldots m) \qquad [14]$$

e sia u esprimibile con la serie finita

$$u = A_0 \Psi_0 + A_1 \Psi_1 + \ldots + A_m \Psi_m. \qquad [15]$$

Poniamo, nel nostro caso,

$$\Psi_i(z) = z(1-z). z^i, \qquad [16]$$

relazione che soddisfa alle condizioni [11]; avremo allora

$$u = \sum_0^m {}_i A_i z(1-z)z^i. \qquad [17]$$

Sostituiamo la [17] nella [13] e determiniamo le $m+1$ costanti $A_0, A_1, \ldots, A_m$ in modo che $I(u)$ diventi un minimo, il che richiede che sia $\frac{\partial I}{\partial A_0} = 0,\ \frac{\partial I}{\partial A_1} = 0, \ldots, \frac{\partial I}{\partial A_m} = 0.$

Ora è

$$\frac{du}{dz} = \sum_0^m {}_i \left[(i+1)z^i - (i+2)\, z^{i+1} \right] A_i,$$

$$\left(\frac{du}{dz}\right)^2 = \sum_0^m {}_i A_i \left[(i+1)z^i - (i+2)z^{i+1} \right] \cdot \sum_0^m {}_j A_j \left[(j+1)\, z^j - (j+2)z^{j+1} \right],$$

e quindi

$$\frac{\partial I}{\partial A_j} = \sum_0^m {}_i \left[\int_0^1 \left\{ (i+1)\, z^i - (i+2)\, z^{i+1} \right\} \cdot \left\{ (j+1)z^j - (j+2)z^{j+1} \right\} dz - \right.$$

$$\left. - \lambda \int_0^1 \frac{z(1-z)z^i \cdot z(1-z)z^j}{\sigma(z)}\, dz \right] \cdot A_i = 0. \qquad [18]$$

$$(j = 0,1,2,\ldots, m)$$

Il primo integrale può essere agevolmente valutato. Si ha quindi

$$\sum_0^m {}_i \left\{ \frac{(i+2)\,(j+2)}{i+j+3} - \frac{(i+2)\,(j+1) + (i+1)\,(j+2)}{i+j+2} + \frac{(i+1)\,(j+1)}{i+j+1} - \right.$$

$$\left. - \lambda \int_0^1 \frac{z^2(1-z)^2\ z^{i+j}}{\sigma(z)}\, dz \right\}^{(*)} = 0\,. \qquad [19]$$

L'integrale

$$\int_0^1 \frac{z^2(1-z)^2 z^{i+j}}{\sigma(z)}\, dz, \qquad [20]$$

va calcolato numericamente.

(*) Inspiegabilmente, Hidaka scrive i primi due termini tra parentesi come segue: $\frac{i\, j}{i+j-1} - \frac{i\,(j+1) + (i+1)j}{i+j}$. La stessa forma erronea viene ripresa da G. Neumann ([6]).

Hidaka dà quindi un procedimento atto a determinare la curva normale, qualora questa sia esprimibile in forma analitica esplicita. Poiché nell'applicazione che noi faremo ciò non è possibile, trascuriamo di accennarvi.

Dalla (19) consegue il sistema di $m+1$ equazioni:

$$\left(\frac{1}{3}-I_0\lambda\right)A_0+\left(\frac{1}{6}-I_1\lambda\right)A_1+\left(\frac{1}{10}-I_2\lambda\right)A_2+\cdots=0$$

$$\left(\frac{1}{6}-I_1\lambda\right)A_0+\left(\frac{2}{15}-I_2\lambda\right)A_1+\left(\frac{1}{10}-I_3\lambda\right)A_2+\cdots=0$$

$$\left(\frac{1}{10}-I_2\lambda\right)A_0+\left(\frac{1}{10}-I_3\lambda\right)A_1+\left(\frac{3}{35}-I_4\lambda\right)A_2+\cdots=0.$$

....

L'eliminazione di A_0, A_1, A_2,... conduce all'annullamento del determinante dei coefficienti di A_0, A_1, A_2..., il che costituisce l'equazione dei periodi. In questa equazione è

$$I_n=\int_0^1 \frac{z^2(1-z)^2\, z^n}{\sigma(z)}\,dz. \qquad [21]$$

La soluzione del problema per grossi valori di m diventa assai ardua. Hidaka dà la soluzione per $m=1$ e $m=2$.

Per $m=1$ si ha

$$u=z(1-z)(A_0+A_1 z)$$

e l'equazione dei periodi diviene

$$\begin{vmatrix} \frac{1}{3}-I_0\lambda & \frac{1}{6}-I_1\lambda \\ \frac{1}{6}-I_1\lambda & \frac{2}{15}-I_2\lambda \end{vmatrix}=0,$$

cioè, sviluppando,

$$(I_0I_2-I_1^2)\lambda^2-\left(\frac{2}{15}I_0-\frac{1}{3}I_1+\frac{1}{3}I_2\right)\lambda+\frac{1}{60}=0. \qquad [22]$$

Per forme semplici della curva normale, la [22] è sufficiente per la sessa uninodale.

Per $m=2$ è

$$u=z(1-z)\,(A_0+A_1z+A_2z^2)$$

e l'equazione dei periodi diviene

$$\begin{vmatrix} \frac{1}{3} - I_0\lambda & \frac{1}{6} - I_1\lambda & \frac{1}{10} - I_2\lambda \\ \frac{1}{6} - I_1\lambda & \frac{2}{15} - I_2\lambda & \frac{1}{10} - I_3\lambda \\ \frac{1}{10} - I_2\lambda & \frac{1}{10} - I_3\lambda & \frac{3}{35} - I_4\lambda \end{vmatrix} = 0,$$

da cui sviluppando:

$$(I_0 I_2 I_4 - I_0 I_3^2 - I_1^2 I_4 + 2 I_1 I_2 I_3 - I_2^3 \lambda^3) - \Big[\frac{3}{35}(I_0 I_2 - I_1^2) + \frac{1}{5}(-I_0 I_3 + I_1 I_2 + I_1 I_3) + \frac{2}{15} I_0 I_4 + \frac{1}{3}(-I_1 I_4 - I_2^2 + I_2 I_3 + I_2 I_4 - I_3^2)\Big]\lambda^2 + \Big(\frac{1}{700} I_0 - \frac{3}{350} I_1 + \frac{53}{2100} I_2 - \frac{1}{30} I_3 + \frac{1}{60} I_4\Big)\lambda - \frac{1}{10500} = 0. \qquad [23]$$

Calcolati numericamente gli integrali I_0, I_1,... I_4 è facile risolvere la [23] rispetto a λ. Ai tre valori λ_1, λ_2, λ_3 che così si ottengono corrispondono, mediante la [12], i periodi delle sesse uni-, bi- e trinodali.

Caso $m=3$. — Come si è detto, Hidaka si limita a considerare il caso $m=2$. In pratica ciò può soddisfare alla precisione richiesta. Però, per curve normali molto complicate, può essere utile ricorrere al caso $m=3$; oltre ad una maggiore precisione per le sesse di più piccola nodalità, ciò consente pure la determinazione del periodo della sessa quadrinodale.

Per $m=3$, come si può facilmente verificare, l'equazione dei periodi diventa

$$\begin{vmatrix} \frac{1}{3} - I_0\lambda & \frac{1}{6} - I_1\lambda & \frac{1}{10} - I_2\lambda & \frac{1}{15} - I_3\lambda \\ \frac{1}{6} - I_1\lambda & \frac{2}{15} - I_2\lambda & \frac{1}{10} - I_3\lambda & \frac{8}{105} - I_4\lambda \\ \frac{1}{10} - I_2\lambda & \frac{1}{10} - I_3\lambda & \frac{3}{35} - I_4\lambda & \frac{1}{14} - I_5\lambda \\ \frac{1}{15} - I_3\lambda & \frac{8}{105} - I_4\lambda & \frac{1}{14} - I_5\lambda & \frac{4}{63} - I_6\lambda \end{vmatrix} = 0.$$

Sviluppando il determinante di quart'ordine si ottiene l'equazione in λ:

$$\alpha_4\lambda^4+\alpha_3\lambda^3+\alpha_2\lambda^2+\alpha_1\lambda+\alpha_0=0, \qquad [24]$$

dove

$$\begin{aligned}
\alpha_4 = & + I_0 I_2 I_4 I_6 - I_0 I_3^2 I_6 + 2 I_0 I_3 I_4 I_5 - I_0 I_2 I_5^2 - I_0 I_4^3 + \\
& + I_1^2 I_5^2 - I_1^2 I_4 I_6 + 2 I_1 I_2 I_3 I_6 - 2 I_1 I_2 I_4 I_5 - 2 I_1 I_3^2 I_5 + \\
& + 2 I_1 I_3 I_4^2 - I_2^3 I_6 + 2 I_2^2 I_3 I_5 + I_2^2 I_4^2 - 3 I_2 I_3^2 I_4 + I_3^4 ;
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\alpha_3 = & - \frac{4}{63} I_0 I_2 I_4 + \frac{1}{7} I_0 I_2 I_5 - \frac{3}{35} I_0 I_2 I_6 - \frac{1}{7} I_0 I_3 I_4 - \\
& - \frac{16}{105} I_0 I_3 I_5 + \frac{1}{5} I_0 I_3 I_6 - \frac{1}{5} I_0 I_4 I_5 - \frac{2}{15} I_0 I_4 I_6 - \\
& + \frac{4}{63} I_0 I_3^2 + \frac{5}{21} I_0 I_4^2 + \frac{2}{15} I_0 I_5^2 + \frac{4}{63} I_1^2 I_4 - \frac{1}{7} I_1^2 I_5 + \\
& + \frac{3}{35} I_1^2 I_6 - \frac{8}{63} I_1 I_2 I_3 + \frac{1}{7} I_1 I_2 I_4 + \frac{16}{105} I_1 I_2 I_5 - \\
& - \frac{1}{5} I_1 I_2 I_6 - \frac{34}{105} I_1 I_3 I_4 + \frac{1}{3} I_1 I_3 I_5 - \frac{1}{5} I_1 I_3 I_6 + \\
& + \frac{1}{5} I_1 I_4 I_5 + \frac{1}{3} I_1 I_4 I_6 + \frac{1}{7} I_1 I_3^2 - \frac{2}{15} I_1 I_4^2 - \\
& - \frac{1}{3} I_1 I_5^2 + \frac{4}{63} I_2^3 - \frac{1}{7} I_2^2 I_3 - \frac{16}{105} I_2^2 I_4 - \frac{2}{15} I_2^2 I_5 + \\
& + \frac{1}{3} I_2^2 I_6 + \frac{5}{21} I_2 I_3^2 + \frac{7}{15} I_2 I_3 I_4 - \frac{7}{15} I_2 I_3 I_5 - \\
& - \frac{1}{3} I_2 I_3 I_6 - \frac{1}{5} I_2 I_4^2 + \frac{1}{3} I_2 I_4 I_5 - \frac{1}{3} I_2 I_4 I_6 + \\
& + \frac{1}{3} I_2 I_5^2 - \frac{1}{3} I_3^3 + \frac{1}{3} I_3^2 I_4 + \frac{1}{3} I_3^2 I_5 + \frac{1}{3} I_3^2 I_6 - \\
& - \frac{1}{3} I_3 I_4^2 - \frac{2}{3} I_3 I_4 I_5 + \frac{1}{3} I_4^3 ;
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\alpha_2 = & + \frac{1}{2940} I_0 I_2 - \frac{4}{2205} I_0 I_3 + \frac{257}{66150} I_0 I_4 - \frac{2}{525} I_0 I_5 + \\
& + \frac{1}{700} I_0 I_6 + \frac{4}{2205} I_1 I_2 + \frac{43}{22050} I_1 I_3 - \frac{131}{9450} I_1 I_4 +
\end{aligned}$$

$$+\frac{2}{105}I_1I_5-\frac{3}{350}I_1I_6-\frac{1}{2940}I_1^2+\frac{167}{9450}I_2I_3+$$
$$+\frac{19}{1890}I_2I_4-\frac{22}{525}I_2I_5+\frac{53}{2100}I_2I_6-\frac{193}{33075}I_2^2-$$
$$-\frac{577}{18900}I_3^2+\frac{53}{1050}I_3I_4+\frac{23}{1050}I_3I_5-\frac{1}{30}I_3I_6-$$
$$-\frac{33}{700}I_4^2+\frac{1}{30}I_4I_5+\frac{1}{60}I_4I_6-\frac{1}{60}I_5^2;$$

$$\alpha_1=-\frac{1}{771750}I_0+\frac{1}{73500}I_1-\frac{1}{13500}I_2+\frac{143}{661500}I_3-$$
$$-\frac{229}{661500}I_4+\frac{1}{3500}I_5-\frac{1}{10500}I_6;$$

$$\alpha_0=+\frac{1}{18522000}.$$

Determinate le radici della [24], i valori dei periodi delle sesse si ottengono sostituendo a λ le radici ottenute nell'equazione

$$T=\frac{2\pi a}{\sqrt{\lambda g}}, \qquad [25]$$

che deriva dalla [12].

L'ampiezza dello spostamento consegue dalla [6], che può anche essere scritta

$$\eta=-\frac{du}{dz}.a \qquad [26]$$

Questa esige la determinazione di u espressa dalla [17]; e quindi di A_0, A_1... Queste ultime si possono determinare dalle relative equazioni dei periodi, che variano al variare di m ($m=0$, 1, 2, 3,...).

La localizzazione dei nodi si ha invece mediante l'annullamento di η:

$$\frac{du}{dz}=0. \qquad [27]$$

Le sesse del lago di Garda.

Pochi sono finora gli studi sulle sesse fatti in Italia. Le ricerche di carattere teorico si limitano al citato lavoro di Matteuzzi.

Una prima sommaria esposizione della teoria di Chrystal si trova

Tabella I

x 500× 1,0170 m	v 25× 10342 m²	z	$z^2(1-z)^2$	σ(z) 10^6 m^3	$\frac{z^2(1-z)^2}{\sigma(z)}$ [10^{-6}]	Δz	$M = \frac{z^2(1-z)^2 . \Delta z}{\sigma(z)}$ 10^{-2}	M · z 10^{-2}	M · z^2 10^{-2}	M · z^3 10^{-2}	M · z^4 10^{-2}	M · z^5 10^{-2}	M · z^6 10^{-2}
0	0	0.	0.00000	0.0	—	—	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
0.6	4.3	0.00299	.00001	1115.9	0.0090	0.00299	0.00269	.00001	.00000	.00000	.00000	.00000	.00000
1.1	7.7	.00536	.00003	1384.8	0.0217	.00237	.00514	.00003	.00000	.00000	.00000	.00000	.00000
2.1	13.8	.00961	.00009	1765.4	0.0510	.00425	.02168	.00021	.00000	.00000	.00000	.00000	.00000
4.2	25.8	.01796	.00031	1602.0	0.1935	.00835	.16157	.00290	.00005	.00000	.00000	.00000	.00000
6.2	36.0	.02506	.00060	1478.9	0.4057	.00710	.28805	.00722	.00018	.00000	.00000	.00000	.00000
8.2	46.1	.03209	.00096	1599.9	0.6000	.00703	.42180	.01354	.00043	.00001	.00000	.00000	.00000
10.2	56.4	.03926	.00142	1644.4	0.8635	.00717	.61913	.02431	.00095	.00004	.00000	.00000	·05000
11.5	62.8	.04371	.00175	1695.1	1.0324	.00445	.45942	.02008	.00088	.00004	.00000	.00000	.00000
13.3	76.1	.05297	.00252	2096.3	1.2021	.00926	1.11314	.05896	.00312	.00017	.00001	.00000	.00000
15.3	89.0	.06195	.00338	2610.3	1.2949	.00898	1.16282	.07204	.00446	.00028	.00002	.00000	.00000
17.4	103.1	.07177	.00444	3723.1	1.1926	.00982	1.17113	.08405	.00603	.00043	.00003	.00000	.00000
19.2	116.5	.08109	.00555	2684.8	2.0672	.00932	1.92663	.15623	.01267	.00103	.00008	.00001	.00000
21.2	130.3	.09070	.00680	2388.0	2.8476	.00961	2.73654	.24820	.02251	.00204	.00019	.00002	.00000
23.1	142.2	.09898	.00795	2768.6	2.8715	.00828	2.37760	.23533	.02329	.00231	.00023	.00002	.00000
25.2	154.6	.10762	.00922	2435.5	3.7857	.00864	3.27084	.35201	.03788	.00408	.00044	.00005	.00001
27.2	168.5	.11729	.01072	2818.2	3.8038	.00967	3.67827	.43142	.05060	.00594	.00070	.00008	.00001
29.2	182.1	.12676	.01225	2662.0	4.6018	.00947	4.35790	.55241	.07002	.00888	.00113	.00014	.00002
31.2	196.5	.13678	.01394	2746.8	5.0750	.01002	5.08515	.69555	.09514	.01301	·00178	.00024	.00003
33.2	211.8	.14743	.01580	2797.5	5.6479	.01065	6.01501	.88679	.13074	.01928	.00284	.00042	.00006
35.2	226.0	.15732	.01758	3019.9	5.8214	.00989	5.75736	.90575	.14249	.02242	.00353	.00056	.00009
37.2	241.3	.16797	.01953	3400.4	5.7434	.01065	6.11672	1.02743	.17258	.02899	.00487	.00082	.00014
39.2	256.3	.17841	.02149	4012.7	5.3556	.01044	5.59114	99752	.17797	.03175	.00566	.00101	.00018
41.2	273.2	.19017	.02372	4864.9	4.8757	.01176	5.73382	1.09040	.20736	.03943	.00750	.00143	.00027
43.6	295.0	.20535	.02663	5235.1	5.0868	.01518	7.72176	1.58566	.32562	.06687	.01373	.00282	.00058
45.6	313.3	.21808	.02908	5672.6	5.1264	.01273	6.52591	1.42317	.31037	.06768	.01476	.00322	.00070
47.6	332.9	.23173	.03170	6562.0	4.8308	.01365	6.59404	1.52804	.35409	.08205	.01901	.00441	.00102
49.6	353.2	.24586	.03438	7524.8	4.5689	.01413	6.45586	1.58724	.39024	.09594	.02359	.00580	.00143
51.6	375.9	.26166	.03732	7473.1	4.9939	.01580	7.89036	2.06459	.54022	.14135	.03699	.00968	.00253
53.5	397.5	.27669	.04005	8115.4	4.9351	.01503	7.41746	2.05234	.56786	.15712	.04347	.01203	.00333
55.5	423.0	.29445	.04316	7123.6	6.0587	.01776	10.76025	3.16836	.93292	.27470	.08089	.02382	.00701
57.4	445.3	.30997	.04575	7078.1	6.4636	.01552	10.03151	3.10947	.96384	.29876	.09261	.02871	.00890
59.6	467.6	.32549	.04820	7309.7	6.5940	.01552	10.23389	3.33103	1.08422	.35290	.11487	.03739	.01217
61.5	494.8	.34442	.05098	8337.7	6.1144	.01893	11.57456	3.98651	1.37303	.47290	.16288	.05610	.01932
63.5	519.8	.36183	.05332	7458.7	7.1487	.01741	12.44589	4.50330	1.62943	.58958	.21333	.07719	.02793
65.5	542.1	.37735	.05520	6748.2	8.1800	.01552	12.69536	4.79059	1.80773	.68215	.25741	.09713	.03665
67.5	576.2	.40109	.05770	11128.0	5.1851	.02374	12.30943	4.93719	1.98025	.79426	.31857	.12778	.05125
69.6	614.6	.42782	.05992	13058.8	4.5885	.02673	12.26506	5.24724	2.24487	.96040	.41088	.17578	.07520
71.6	656.8	.45719	.06159	13526.3	4.5534	.02937	13.37334	6.11416	2.79534	1.27800	.58429	.26713	.12213
73.2	709.1	.49360	.06248	6677.8	9.3564	.03641	34.06665	16.81530	8.30003	4.09690	2.02223	.99817	.49270
75	738.3	.51392	.06240	6722.3	9.2825	.02032	18.86204	9.69358	4.98173	2.56021	1.31574	.67619	.34751
77.7	792.2	.55144	.06119	12270.8	4.9866	.03752	18.70972	10.31729	5.68936	3.13734	1.73006	.95402	.52608
81.4	840.1	.58478	.05896	12428.0	4.7441	.03334	15.81683	9.24937	5.40885	3.16299	1.84965	1.08164	.63252
82.7	867.0	.60351	.05726	11262.4	5.0842	.01873	9.52271	5.74705	3.46840	2.09321	1.26327	.76240	.46012
83.8	889.1	,61889	.05563	10891.2	5.1078	.01538	7.85580	4,86188	3.00897	1.86222	1.15251	.71328	.44144
84.7	911.9	.63476	.05375	11816.8	4.5486	.01587	7.21863	4.58210	2.90853	1.84622	1.17190	.74388	.47219
85.7	937.9	.65286	.05136	12226.3	4.2008	.01810	7.60345	4.96399	3.24079	2.11578	1.38131	.90180	.58875
86.7	963.9	.67096	,04874	13383.6	3.6418	.01810	6.59166	4.42274	2.96748	1.99106	1.33592	.89635	.60141
87.7	990.7	.68961	.04582	14880.1	3.0793	.01865	5.74289	3.96035	2.73110	1.88339	1.29881	.89567	.61766
88,7	1021.6	.71112	.04220	15471.6	2.7276	.02151	5.86707	4.17219	2.96693	2.10984	1.50035	2.06693	.75872
89.5	1051.3	.73180	.03852	15893.6	2.4236	.02068	5.01200	3.66778	2.68408	1.96421	1.43741	1.05190	.76978
90.5	1078.7	.75087	.03500	14873.9	2.3531	.01907	4.48736	3.36942	2.53000	1.89970	1.42643	1.07106	.80423
91.5	1107.2	.77071	.03123	14147.9	2.2074	.02053	4.37948	3.37531	2.60138	2.00491	1.54521	1.19090	.91785
92.5	1136.7	;79124	.02728	11495.1	2.3732	.01908	4.87218	3.85506	3.05028	2.41351	1.90966	1.51100	1.19556
93.5	1164.1	.81032	.02363	10443.4	2.2627	.02025	4.31723	3.49834	2.83478	2.29708	1.86137	1.50831	1.22221
94.5	1193.2	.83057	.01981	10083.5	1.9646	.02290	3.97832	3.30427	2.74443	2.27944	1.89324	1.57246	1.30604
95.6	1226.1	.85347	.01564	10102.1	1.5482	.01838	3.54538	3.02588	2.58249	2.20408	1.88112	1.60548	1.37023
96.6	1252.5	.87185	.01248	10740.2	1.1620	.02151	2.13576	1.86206	1.62344	1.41539	1.23401	1.07587	.93800
97.7	1283.4	.89336	.00907	6699.5	1.3538	.02165	2.91202	2.60148	2.32406	2.07622	1.85481	1.65701	1.48031
98.7	1314.5	.91501	.00604	5646.7	1.0697	.02123	2.31590	2.11907	1,93897	1.77418	1.62339	1.48542	1.35917
99.8	1345.0	.93624	.00357	3774.8	0.9457	.01838	2.00772	1.87971	1.75986	1.64765	1.54259	1.44424	1.35215
100.9	1371.4	.95462	.00188	2200.8	0.8542	.01649	1.57002	1.49877	1.43076	1.36583	1.30385	1.24468	1.18820
101.9	1395.1	.97111	.00078	1551.3	0.5028	.01392	0.82912	0.80517	0.78191	0.75932	0.73738	.71608	.69539
102.9	1415.1	.98503	.00021	756.0	0.2778	.01497	0.38670	0.38091	0.37521	0.36959	0.36406	.35861	.35324
104	1436.6	1.00000	.00000	0.0	0.0000		0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
							386.97487	171.32035	93.39320	57.82506	39.05257	28.11714	21.26242

nel volumetto « Limnologia » di G. P. Magrini ([7]), pubblicato nel 1907. Nel 1909 Francesco Vercelli ([8]) applicò il metodo Du Boys e uno dei metodi Chrystal (quello relativo alla curva normale biparabolica) al lago di Garda: ed è questo l'unico lavoro di applicazione delle teorie sulle sesse ad un lago italiano. Poco prima A. Defant ([9]) applicava al lago di Garda un altro metodo proposto da Chrystal, quello che considera la curva normale come risultante dal raccordo di tratti rettilinei. Per le prime quattro sesse Vercelli ottenne i periodi $41{,}3^m$; $22{,}97^m$; $16{,}13^m$; $12{,}51^m$. Defant invece pervenne ai seguenti valori per le prime cinque sesse: $42{,}28^m$; $28{,}00^m$; $20{,}13^m$; $14{,}83^m$; $11{,}9^m$. Il disaccordo era particolarmente sensibile nella sessa binodale, che Defant aveva calcolato in 28,00, conforme, secondo lui, alle osservazioni che davano una media di $28{,}5^m$. Gli autori sostennero i propri punti di vista ([10-11]), finchè nel 1918, applicando al Garda un metodo di sua ideazione,

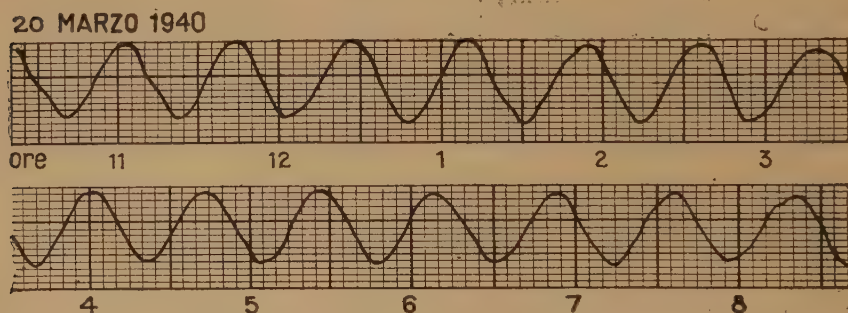


Fig. 1. — Sesse uninodali registrate a Riva (per 36 oscillazioni complete, periodo medio $T = 43^m, 06$; riduzione strumentale 1 a 5).

Defant ([12]) ottenne per le sesse uninodale e binodale i valori $39{,}8^m$ e $22{,}65^m$ rispettivamente; e fu quindi costretto a constatare che l'onda di $28{,}6^m$ non poteva essere la binodale. Egli attribuì il risultato erroneo della sua prima ricerca al metodo di Chrystal, di cui si era valso. In un prossimo lavoro, avremo modo di provare che l'errore non era da attribuirsi al metodo ma ad un coefficiente sbagliato sfuggito a Chrystal nello sviluppo della sua teoria relativa a laghi con curve normali rettilinee; fu tale svista che condusse Defant a quei valori errati. Nello stesso errore incapparono anche i giapponesi Nakamura e Honda nello studio delle sesse del lago Hakoné (Giappone).

Le osservazioni fatte da Valentin e Teglio attribuiscono alla sessa uninodale del lago di Garda il periodo medio di 43^m ([13-14]). La media dei valori osservati da Vercelli è di $42{,}3^m$, mentre Defant nello spoglio

di 222 serie, consistenti in 5494 oscillazioni complete, ottenne un valore medio di $42,92^m$, avendo osservato anche molti valori intorno ai 44^m. Possiamo quindi ritenere come uguale a 43^m il valore più probabile osservato per la sessa uninodale del Garda (fig. 1). I valori del periodo della sessa binodale presentano una estesa gamma fra i 20^m e i 25^m. La giustificazione di questa variazione piuttosto ampia sarà data in un prossimo lavoro.

Poichè il valore del periodo della sessa uninodale ottenuto da Vercelli ($41,3^m$) e, più ancora, quello trovato da Defant con il suo metodo ($39,8^m$) risultano sensibilmente inferiori a quello osservato, ho ritenuto non inutile applicare il metodo di Hidaka al lago di Garda. Data la complessità della curva normale relativa a questo lago, solo un metodo che prescinda dalla forma di tale curva può infatti consentire di ottenere valori maggiormente approssimati. Oltre ai periodi e alla posizione dei nodi, avremo modo di calcolare anche la suddivisione delle ampiezze per tutta la lunghezza del lago, in corrispondenza delle prime quattro sesse.

Resta poi la questione relativa all'oscillazione di 30^m circa, che viene registrata nella parte settentrionale del lago e a Peschiera; ma di essa ci occuperemo in seguito.

In questa prima parte del lavoro mi sono valso, per i calcoli, dei dati ottenuti da Vercelli suddividendo il lago in 65 sezioni trasversali sopra una carta batimetrica al 50.000. La linea di valle nella parte meridionale del lago fu da Vercelli ritenuta media fra le linee di fondo massimo dei bacini di Desenzano e di Peschiera.

I dati tratti dal lavoro di Vercelli sono contenuti nelle colonne seconda e terza della tabella I, e si riferiscono alle grandezze x (ascisse) e v (superficie parziali).

Per il calcolo dell'integrale [20] Hidaka dà un procedimento che, consentendo di esprimere analiticamente $\sigma(z)$, permette una rapida integrazione. Nel nostro caso però, tale procedimento non può essere applicato, data la complessità della curva normale del Garda, quale risulta dalle determinazioni di Vercelli; pertanto, dovremo ricorrere all'integrazione numerica, tenendo presenti le condizioni agli estremi, corrispondenti a $z=0$, $z=1$.

Come risulta dalla tabella I, il calcolo ha dato per gli integrali i seguenti risultati:

$$I_0=3,8697487;\ I_1=1,7132035;\ I_2=0,9339320;\ I_3=0,5782506;$$
$$I_4=0{\cdot}3905257;\ I_5=0{\cdot}2811714;\ I_6=0{\cdot}2126242. \qquad [28]$$

Periodi. — Trascurando il caso $m=0$, per $m=1$ dalla [22] si ha

$$6790159\lambda^2-2562092\lambda+166667=0,$$

da cui

$$\lambda_1=\cdot 08355, \lambda_2=\cdot 29377.$$

Osserviamo ora che la superficie totale del lago è $a=371432930$ m^2; inoltre g=9,807 m/sec^2. Data l'unità di misura prescelta (M), dalla [23] si ha per le sesse uninodale e binodale, rispettivamente:

$$T_1=42^m,97 \;;\; T_2=22^m,92.$$

Per $m=2$, dalla [23] e per le [28] si ha

$$7048126\lambda^3-6670760\lambda^2+1648038\lambda-95238=0,$$

che risolta dà per λ i valori

$$\lambda_1=\cdot 08355 \;,\; \lambda_2=\cdot 2752 \;,\; \lambda_3=\cdot 5877.$$

Dalla [25] conseguono per le sesse uninodale, binodale e trinodale rispettivamente

$$T_1=42^m,95 \;,\; T_2=23^m,67 \;,\; T_3=16^m,2.$$

Nel caso $m=3$, dalla [24] — dove si tenga conto delle α_i ($i=0, 1, 2, 3, 4$) — e ricordando le [28], si ottiene

$$4100\lambda^4-7907\lambda^3+4751\lambda^2-990{,}5\lambda+54=0,$$

le cui radici sono

$$\lambda_1=\cdot 08354 \;,\; \lambda_2=\cdot 2755 \;,\; \lambda_3=\cdot 5760 \;,\; \lambda_4=\cdot 9935.$$

La [25] dà allora per le sesse unidodale, binodale, trinodale e quadrinodale

$$T_1=42^m,97 \;,\; T_2=23^m,66 \;,\; T_3=16,^m365 \;,\; T_4=12^m,46.$$

Determinare i periodi delle sesse di nodalità più elevata sarebbe praticamente impossibile con il metodo di Hidaka.

In genere appare superfluo proseguire la ricerca delle sesse di nodalità superiore a 3 o a 4. Quando lo si ritenga opportuno, può servire molto bene allo scopo il metodo delle *approssimazioni quartiche*, dovuto a Chrystal ([15]). Nell'esposizione, mi limiterò allo stretto necessario per la comprensione del metodo.

La curva normale sia una quartica della forma

$$\sigma=h(1-v^2/a^2)^2,$$

quartica concava. Per semplicità sarà supposto, come di consueto nella teoria di Chrystal, che il lago abbia larghezza uniforme e sezione trasversale rettangolare così che l'espressione per la profondità è

$$h(1-x^2/a^2)^2, \quad (*)$$

a essendo la distanza fra l'origine 0 e l'estremo A (fig. 2). L'origine 0



Fig. 2.

è scelta sulla verticale del punto più profondo, dove essa incontra la superficie del lago. Sia il lago quartico (concavo) tronco e sia $PQ=l$; in P e Q si ha $x=p$, $x=q$. Sia d la profondità in 0, e r, s rispettivamente le profondità in P, Q. Allora dall'espressione (*) per le profondità si deduce

$$p=a\sqrt{1-\sqrt{r/d}}\ , q=\mp a\sqrt{1-\sqrt{s/d}}\ ; l=a\left\{\sqrt{1-\sqrt{r/d}}\right.$$

$$\left.\pm\sqrt{1-\sqrt{s/d}}\right\} = a\gamma, \text{ essendo}$$

$$\gamma=\sqrt{1-\sqrt{r/d}}\pm\sqrt{1-\sqrt{s/d}}\ , \qquad [29]$$

dove il segno superiore corrisponde al caso della figura, in cui P e Q sono da bande opposte rispetto ad O. In questo caso l'equazione differenziale [7] si muta nella

$$\frac{d^2\ P}{dx^2}+\frac{4\ \pi^2}{T^2}\ \frac{1}{(a^2-x^2)^2}\ \frac{P}{gh}=0,$$

essendo

$$h(x)\xi=u=P\sin nt\ , \text{ con } n=\frac{2\pi}{T}\ ,$$

e

$$h(x)=h(a^2-x^2)^2$$

esprimendo la profondità ad una distanza x dall'origine.

Chrystal, seguendo un metodo di Stokes, perviene alla soluzione

$$\xi h(a^2-x^2)^2 = u = A(a^2-x^2)^{1/2} \sin \left\{ \frac{\nu\pi}{k} \left(\lg \frac{a+x}{a-x} - \lg \frac{a+p}{a-p}\right\} .\right.$$

$$\sin n_\nu (t\ \tau)\ ,\ \eta = -\frac{\partial u}{\partial x}\ ;$$

in cui è — γ avendo il valore espresso dalla [29] —

$$T_\nu = 2\pi\ l/\gamma \cdot \sqrt{gd\ (4\nu^2\pi^2/k^2+1)} \qquad [30]$$

e

$$k = \lg \left\{ \frac{1+\sqrt{1-\sqrt{r/d}}}{1-\sqrt{1-\sqrt{r/d}}} \middle| \frac{1\mp\sqrt{1-\sqrt{s/d}}}{1\pm\sqrt{1-\sqrt{s/d}}} \right\}.$$

Si nota subito che quando i punti P e Q tendono di più in più alle infinitamente poco profonde estremità teoriche A e A', i periodi di tutte le sesse tendono di più in più ad uguagliarsi nel comune valore $\pi l\ /\ \sqrt{gd}$ come risulta dalla [30], dove k tende all'infinito e γ a 2. Tale periodo è definito da Chrystal periodo della *sessa anomala.*

Quello che a noi qui interessa di mettere in risalto, ai fini dello scopo prefissoci, è che i rapporti dei periodi dipendono solo da una costante, propria del lago. Posto infatti

$$\varrho = k\ l/\gamma \cdot \sqrt{gd} \qquad [31]$$

$$\varepsilon = k^2/4\pi^2 \qquad [32]$$

la [30] diviene

$$T\nu = \varrho/\sqrt{\nu^2+\varepsilon} \qquad [33]$$

e perciò

$$T\nu/T_1 = \sqrt{(1+\varepsilon)/(\nu^2+\varepsilon)}. \qquad [34]$$

In generale, i periodi più lunghi delle sesse di un lago sono noti con sufficiente approssimazione. Se essi si suppongono dati, le equazioni

$$\varepsilon = \left(\nu^2 \frac{T_\nu^2}{T_1^2} - 1\right) \Big/ \left(1 - \frac{T_\nu^2}{T_1^2}\right), \quad \varrho = T_\nu \sqrt{\nu^2+\varepsilon} \qquad [35]$$

consentono di ottenere ε, ϱ, note le quali la [33] permette il calcolo dei periodi delle sesse di nodalità più elevata. Per grandissimi valori di ν (grandi rispetto ad ε), la [33] può scriversi

$$T_\nu = \varrho/\nu;$$

da cui consegue che i periodi delle sesse di più alta nodalità si approssimano ad una serie armonica.

Fatto p. es. $\nu=2$, poichè (caso $m=3$), $T_1=42^m,97$, $T_2=23^m,66$, dalle [35] si ha

$$\varepsilon = \cdot 305265 \ , \ \varrho = 49{,}09245,$$

e quindi dalla (33),

$$T_3 = 16^m,09; \ T_4 = 12^m,16; \ T_5 = 9^m,76;$$
$$T_6 = 8^m,15; \ T_7 = 6^m,99; \ T_8 = 6^m,12, \ldots .$$

dove i valori di T_3 e T_4 pressochè coincidono con quelli ottenuti con il metodo di Hidaka (caso $m=3$).

Nodi. — Per la determinazione delle linee nodali delle oscillazioni libere vale la [27]. Occorre quindi determinare prima l'espressione di u. Limitiamoci ai casi $m=2$ e $m=3$. Per $m=2$, i valori dei rapporti $\dfrac{A_1}{A_0}$, $\dfrac{A_2}{A_0}$ conseguono da una coppia delle tre equazioni

$$\left(\frac{1}{3} - I_0\lambda\right)A_0 + \left(\frac{1}{6} - I_1\lambda\right)A_1 + \left(\frac{1}{10} - I_2\lambda\right)A_2 = 0$$
$$\left(\frac{1}{6} - I_1\lambda\right)A_0 + \left(\frac{2}{15} - I_2\lambda\right)A_1 + \left(\frac{1}{10} - I_3\lambda\right)A_2 = 0$$
$$\left(\frac{1}{10} - I_2\lambda\right)A_0 + \left(\frac{1}{10} - I_3\lambda\right)A_1 + \left(\frac{3}{35} - I_4\lambda\right)A_2 = 0$$

Serviamoci, p. es., delle equazioni

$$\left\{\begin{aligned} \frac{1}{3} - I_0\lambda + \left(\frac{1}{6} - I_1\lambda\right)\frac{A_1}{A_0} + \left(\frac{1}{10} - I_2\lambda\right)\frac{A_2}{A_0} &= 0 \\ \frac{1}{10} - I_2\lambda + \left(\frac{1}{10} - I_3\lambda\right)\frac{A_1}{A_0} + \left(\frac{3}{35} - I_4\lambda\right)\frac{A_2}{A_0} &= 0 \end{aligned}\right. \qquad [36]$$

Poichè per la sessa uninodale $\lambda = 0{,}08355$, con i valori di I_0, I_1, I_2, I_3, I_4 che figurano fra le [28] risolvendo si ha

$$\frac{A_1}{A_0} = - \cdot 43148 \ , \ \frac{A_2}{A_0} = + \cdot 00625.$$

Nel caso $m=2$ è

$$u = A_0 z(1-z)\left(1 + \frac{A_1}{A_0} z + \frac{A_2}{A_0} z^2\right).$$

da cui, derivando rispetto a z e ricordando che nei nodi $du/dz=0$, si ottiene

$$4 \frac{A_2}{A_0} z^3 + 3\left(\frac{A_1}{A_0} - \frac{A_2}{A_0}\right) z^2 + 2\left(1 - \frac{A_1}{A_0}\right) z - 1 = 0 \quad [37]$$

Avremo pertanto, con i valori già calcolati per A_1/A_0 e A_2/A_0,

$$\cdot 02500 z^3 - 1.31319 z^2 + 2{,}86296 z - 1 = 0.$$

Delle tre radici di questa equazione, una sola è compresa fra 0 e 1 — valori entro i quali può variare z —; essa è

$${}_1z_1 = 0.43560.$$

L'*uninodo* corrisponde quindi, come risulta dalla tabella I, alla sezione trasversale 38,265, e trovasi ad una distanza da Riva pari a 70,13 unità della carta, cioè sul terreno, pari a km 35,661.

Il valore di λ corrispondente alla sessa binodale è (per $m=2$) $\lambda = 0{,}2752$. La [36] dà $\frac{A_1}{A_0} = -3{,}2926$ e $\frac{A_2}{A_0} = +1{,}7321$, per cui la [37] diviene

$$6{,}9284 z^3 - 15{,}0741 z^2 + 8{,}5852 z - 1 = 0.$$

Delle tre radici di questa equazione, una è maggiore dell'unità; le altre due sono

$${}_2z_1 = \cdot 156285 \;,\; {}_2z_2 = \cdot 69991.$$

Le linee nodali della sessa binodale corrispondono perciò alle sezioni trasversali 20,895 per il binodo Nord e 49,48 per il binodo Sud; e distano da Riva km 17,792 e km 44,84 rispettivamente.

E passiamo alla sessa trinodale corrispondente a $\lambda = 0{,}5877$ (sempre nel caso $m=2$). Dalla [36] si ottiene $\frac{A_1}{A_0} = -5{,}8968$, $\frac{A_2}{A_0} = 6{,}7136$, che sostituiti nella [37] danno

$$26{,}8544 z^3 - 37{,}8312 z^2 + 13{,}7936 z - 1 = 0,$$

la quale ammette le radici

$${}_3z_1 = \cdot 09607 \;,\; {}_3z_2 = \cdot 44833 \;,\; {}_3z_3 = \cdot 86432.$$

I nodi della sessa trinodale corrispondono quindi alle sezioni trasversali 14,65 per il trinodo Nord, 38,7 per il trinodo medio e 57,59 per il trinodo Sud, mentre le distanze rispettive da Riva sono di km 11,408; 36,104 e 48,913.

Caso $m=3$.

In questo caso è

$$u = A_0 z(1-z)\left(1+\frac{A_1}{A_0}z+\frac{A_2}{A_0}z^2+\frac{A_3}{A_0}z^3\right),$$

e poichè nei nodi è $du/dz=0$, si deduce

$$5\frac{A_3}{A_0}z^4+4\left(\frac{A_2}{A_0}-\frac{A_3}{A_0}\right)z^3+3\left(\frac{A_1}{A_0}-\frac{A_2}{A_0}\right)z^2+2\left(1-\frac{A_1}{A_0}\right)z-1=0. \tag{38}$$

D'altronde, per $m=3$ vale il sistema

$$\begin{aligned}
&\left(\frac{1}{3}-I_0\lambda\right)A_0+\left(\frac{1}{6}-I_1\lambda\right)A_1+\left(\frac{1}{10}-I_2\lambda\right)A_2+\left(\frac{1}{15}-I_3\lambda\right)A_3=0\\
&\left(\frac{1}{6}-I_1\lambda\right)A_0+\left(\frac{2}{15}-I_2\lambda\right)A_1+\left(\frac{1}{10}-I_3\lambda\right)A_2+\left(\frac{8}{105}-I_4\lambda\right)A_3=0\\
&\left(\frac{1}{10}-I_2\lambda\right)A_0+\left(\frac{1}{10}-I_3\lambda\right)A_1+\left(\frac{3}{35}-I_4\lambda\right)A_2+\left(\frac{1}{14}-I_5\lambda\right)A_3=0\\
&\left(\frac{1}{15}-I_3\lambda\right)A_0+\left(\frac{8}{105}-I_4\lambda\right)A_1+\left(\frac{1}{14}-I_5\lambda\right)A_2+\left(\frac{4}{63}-I_6\lambda\right)A_3=0.
\end{aligned}$$

I rapporti $\frac{A_1}{A_0}$, $\frac{A_2}{A_0}$, $\frac{A_3}{A_0}$ possono essere determinati con le seguenti tre equazioni:

$$\left\{\begin{aligned}
&\frac{1}{3}-I_0\lambda+\left(\frac{1}{6}-I_1\lambda\right)\frac{A_1}{A_0}+\left(\frac{1}{10}-I_2\lambda\right)\frac{A_2}{A_0}+\left(\frac{1}{5}-I_3\lambda\right)\frac{A_3}{A_0}=0\\
&\frac{1}{10}-I_2\lambda+\left(\frac{1}{10}-I_3\lambda\right)\frac{A_1}{A_0}+\left(\frac{3}{35}-I_4\lambda\right)\frac{A_2}{A_0}+\left(\frac{1}{14}-I_5\lambda\right)\frac{A_3}{A_0}=0\\
&\frac{1}{15}-I_3\lambda+\left(\frac{8}{105}-I_4\lambda\right)\frac{A_1}{A_0}+\left(\frac{1}{14}-I_5\lambda\right)\frac{A_2}{A_0}+\left(\frac{4}{63}-I_6\lambda\right)\frac{A_3}{A_0}=0.
\end{aligned}\right. \tag{39}$$

Per la sessa uninodale è $\lambda=0{,}08354$. Dalla [39], ricordando le [28], consegue

$$\frac{A_1}{A_0}=-\cdot 19506,\quad \frac{A_2}{A_0}=-\cdot 54971,\quad \frac{A_3}{A_0}=+\cdot 36062,$$

perciò la (38) diviene

$$1{,}80310z^4-3{,}64132z^3+1{,}06395z^2+2{,}39012z-1=0,$$

L'unica radice compresa fra 0 e 1 (le sole che valgono per il nostro problema) è

$$_1z_1=\cdot 43183.$$

La sezione trasversale corrispondente all'uninodo è 38,14; la distanza da Riva dello stesso, km 35,534.

Per la sessa binodale è $\lambda=0{,}2755$. Dalla [39] consegue

$$\frac{A_1}{A_0}=-3\cdot 4605,\quad \frac{A_2}{A_0}=+2{,}3085,\quad \frac{A_3}{A_0}=-\cdot 4247,$$

e la (38) diventa

$$2{,}1235z^4-10{,}9328z^3+17{,}3070z^2-8{,}9210z+1=0,$$

che ammette le due soluzioni comprese fra 0 e 1,

$$_2z_1=\cdot 15351,\quad _2z_2=\cdot 70203.$$

Le sezioni trasversali corrispondenti ai due nodi sono 20,615 per il binodo Nord e 49,58 per il binodo Sud, le distanze da Riva essendo di km 17,508 per il primo e di km 44,890 per il secondo.

La sessa trinodale corrisponde a $\lambda=0{,}5760$. Dalle [39] si ha

$$\frac{A_1}{A_0}=-6{,}73805,\quad \frac{A_2}{A_0}=+10{,}5504,\quad \frac{A_3}{A_0}=-3{,}7162,$$

e la (38) diviene

$$18{,}5810z^4-57{,}0664z^3+51{,}8655z^2-15{,}4761z+1=0,$$

che ha le seguenti tre radici comprese fra 0 e 1:

$$_3z_1=\cdot 08826,\quad _3z_2=\cdot 42019,\quad _3z_3=\cdot 84463.$$

Abbiamo pertanto: trinodo Nord coincidente con la sezione trasversale 13,75 e distante da Riva km 10,526; trinodo medio coincidente con la sezione trasversale 37,71 e distante da Riva km 35,086; trinodo Sud coincidente con la sezione trasversale 56,61 e distante da Riva km 48,400.

Per la sessa quadrinodale si è trovato $\lambda=0{,}9935$. La [39] da allora

$$\frac{A_1}{A_0}=-9{,}555;\quad \frac{A_2}{A_0}=+23{,}534;\quad \frac{A_3}{A_0}=-16{,}390,$$

mentre la [38] si scrive

$$81,950z^4-159,696z^3+99,267z^2-21,110z+1=0,$$

le cui radici sono

$${}_4z_1=\cdot06548\;,\;{}_4z_2=\cdot31126\;,\;{}_4z_3=\cdot64798\;,\;{}_4z_4=\cdot92398.$$

Consegue: quadrinodo Nord coincidente con la sezione trasversale 11,36 e distante da Riva km 8,165; quadrinodo medio Nord coincidente con la sezione trasversale 32,1 e distante da Riva km 29,310; quadrinodo medio Sud coincidente con la sezione trasversale 46,73 e distante da Riva km 43,441; quadrinodo Sud coincidente con la sezione trasversale 60,42 e distante da Riva km 50,423.

Riassumiamo nella tabella che segue i risultati delle ricerche compiute fino ad oggi sulle sesse del Garda.

TABELLA II

	T_1 m	T_2 m	T_3 m	T_4 m	T_5 m	T_6 m	T_7 m	T_8 m
Valori osservati (Valentin-Teglio)	42,5-43	22.5-23						
» » (Vercelli)	42,3	22.6	15.7	12.2	10.1	9	7.3	6.3
» » (Defant)	43.0	21.80	15.0	12.1	9.9	8.8	7.3	—
» calcolati (Vercelli)	41.3	22.97	16.13	12.51	10.2	8.63	7.47	6.59
» » »			15.54	11.71	9.39	7.84	6.72	5.88
» » (Defant)	39.8	22.65						
» » (Caloi)	42.97	23.66	16.36	12.46				
» » »			16.09	12.16	9.76	8.15	6.99	6.12

Il nuovo valore per il periodo della sessa uninodale — che è la fondamentale fra le sesse di un lago — risulta coincidente con la media dei valori osservati. Il valore calcolato per la sessa binodale appare lievemente superiore a quello osservato. In realtà però, come già si è detto, i valori osservati per la sessa binodale abbracciano una gamma assai estesa, che va da 20^m ca. a 24^m ca.: gamma troppo vasta, per ritenerla campo di variazione di un solo tipo di oscillazione libera. Proveremo infatti in un prossimo lavoro l'esistenza di un secondo tipo di sessa binodale, che interessa soltanto il bacino occidentale del Garda (Desenzano-Riva), avente un periodo di 21^m ca. Ciò spiega come la media dei valori osservati possa apparire, per la sessa binodale interessante l'intero lago, un po' inferiore al valore calcolato. Di fatto negli esempi di registrazione riportati nel citato

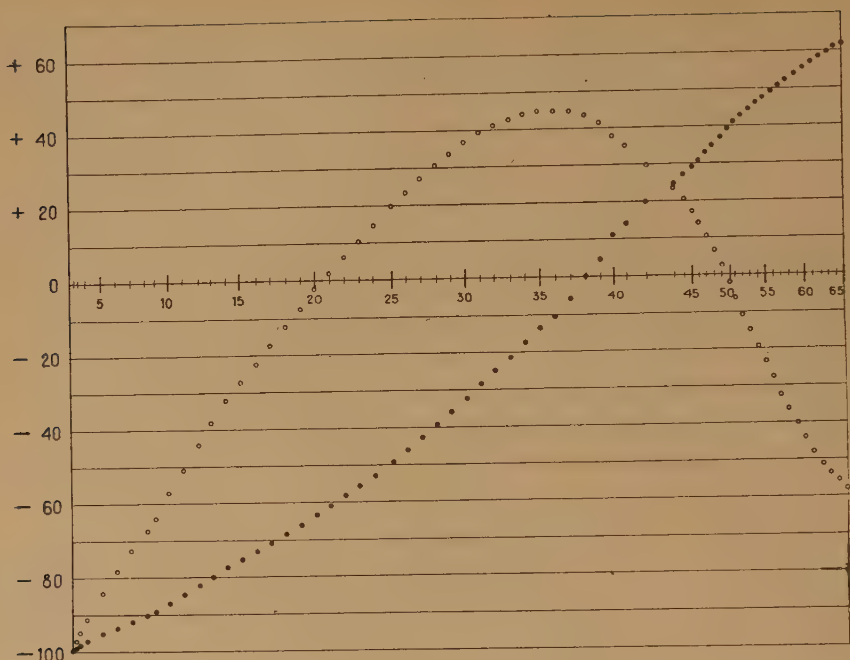


Fig. 3.

lavoro di Vercelli, sono numerosi ed ampli i gruppi d'onde con periodo di 24^{m}. Osservazione analoga per la sessa trinodale.

A dire il vero, uno studio sistematico delle osservazioni relative alle sesse del Garda non è stato ancora compiuto, quelli precedenti essendo relativi ad una sola stazione d'osservazione (Riva o Desenzano, con qualche registrazione di Salò o Toscolano) e ad epoche diverse. Un simile lavoro risulterà di grande interesse, anche per il controllo delle linee nodali e delle ampiezze degli spostamenti relativi.

Ecco le distanze da Riva dei nodi di alcune sesse, secondo i calcoli di Vercelli, di Defant e miei.

		Uninodo	Binodo		Trinodo			Quadrinodo			
ascisse		$_1x_1$	$_2x_1$	$_2x_2$	$_3x_1$	$_3x_2$	$_3x_3$	$_4x_1$	$_4x_2$	$_4x_3$	$_4x_4$
Vercelli		km 35,85	17,80	44,95	9,66	33,56	47,80				
Defant		32,5	16,5	42,2							
Caloi	m=3	35,53	17,51	44,89	10,53	35,09	48,40	8,165	29,31	43,44	50.42
	m=2	35,66	17,79	44,84	11,41	36,10	48,91				

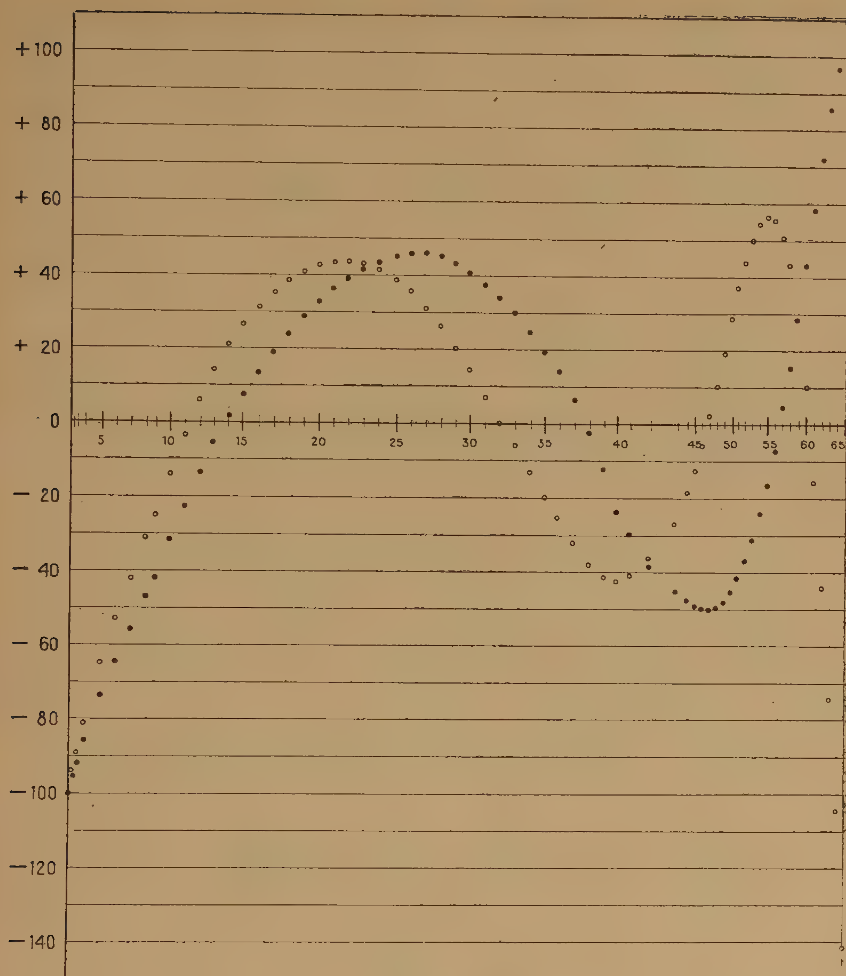


Fig. 4.

Si noterà come i nodi non risultino simmetricamente disposti nei confronti della lunghezza del lago: essi appaiono più o meno spostati verso Sud, a causa delle basse, allargate sezioni meridionali del lago.

Distribuzione delle ampiezze. — Le ampiezze sono date dalla [26]. Ci limiteremo al caso $m=3$. Si ha allora senz'altro

$$\eta = aA_0 \left\{ 5\,\frac{A_3}{A_0} z^4 + 4\left(\frac{A_2}{A_0} - \frac{A_3}{A_0}\right) z^3 + 3\left(\frac{A_1}{A_0} - \frac{A_2}{A_0}\right) z^2 + 2\left(1 - \frac{A_1}{A_0}\right) z - 1 \right\}$$

Per la sessa uninodale del Garda avremo

Sezioni	x	ζ				Sezioni	x	ζ			
	km	sessa uninodale	sessa binodale	sessa trinodale	sessa quadrinodale		km	sessa uninodale	sessa binodale	sessa trinodale	sessa quadrinodale
1	0.000	— 1.0000	— 1.000	— 1.000	— 1.000	34	31.273	— 0.1740	+ 0,436	+ 0.248	— 0.133
2	.305	— .9928	— .973	— .954	— .938	35	32.290	— .1375	+ .444	+ .194	— .198
3	.559	— .9872	— .953	— .919	— .890	36	33.307	— .1057	+ .446	+ .144	— .250
4	1.068	— .9769	— .916	— .856	— .806	37	34.324	— .0585	+ .444	+ .065	— .319
5	2.136	— .9568	— .845	— .738	— .652	38	35.392	— .0075	+ .434	— .026	— .378
6	3.153	— .9395	— .787	— .644	— .531	39	36.409	+ .0459	+ .413	— .124	— .417
7	4.170	— .9223	— .731	— .555	— .420	40	37.222	+ .1081	+ .375	— .238	— .425
8	5.187	— .9047	— .676	— .469	— .315	41	38.138	+ .1409	+ .349	— .295	— .409
9	5.848	— .8938	— .642	— .418	— .254	42	39.510	+ .1977	+ .293	— .386	— .344
10	6.763	— .8709	— .574	— .317	— .137	43	41.392	+ .2442	+ .236	— .447	— .271
11	7.780	— .8487	— .511	— .227	— .036	44	42.053	+ .2688	+ .202	— .472	— .184
12	8.848	— .8243	— .445	— .136	+ .061	45	42.612	+ .2881	+ .172	— .486	— .124
13	9.763	— .8010	— .385	— .056	+ .141	46	43.070	+ .3073	+ .141	— .495	— .058
14	10.780	— .7771	— .325	+ .018	+ .212	47	43.578	+ .3282	+ .104	— .499	+ .022
15	11.746	— .7564	— .276	+ .077	+ .264	48	44.087	+ .3482	+ ,066	— .494	+ .104
16	12.814	— .7348	— .227	+ .133	+ .310	49	44.595	+ .3678	+ .027	— .480	+ .189
17	13.831	— .7106	— .175	+ .190	+ .353	50	45.104	+ .3893	— .020	— .453	+ .285
18	14.848	— .6869	— .126	+ .240	+ .385	51	45.511	+ .4090	— .064	— .415	+ .370
19	15.865	— .6619	— .076	+ .286	+ .410	52	46.019	+ .4262	— .106	— .369	+ .440
20	16.882	— .6353	— .027	+ .328	+ .428	53	46.528	+ .4433	— .149	— .311	+ .500
21	17.899	— .6107	+ .016	+ .362	+ .436	54	47.036	+ .4602	— .193	— .240	+ .543
22	18.916	— .5843	+ .060	+ .392	+ .437	55	47.545	+ .4753	— .234	— .163	+ .562
23	19.933	— .5586	+ .101	+ .415	+ .430	56	48.053	+ .4909	— .276	— .071	+ .556
24	20.950	— .5297	+ .143	+ .436	+ .416	57	48.613	+ .5079	— .323	+ .047	+ .508
25	22.171	— .4927	+ .193	+ .452	+ .386	58	49.121	+ .5212	— .359	+ .152	+ .433
26	23.188	— .4619	+ .231	+ .458	+ .354	59	49.680	+ .5367	— .401	+ .285	+ .297
27	24.205	— .4291	+ .268	+ .458	+ .312	60	50.189	+ .5521	— .440	+ .430	+ .101
28	25.222	— .3956	+ .302	+ .450	+ .264	61	50.748	+ .5674	— .478	+ .582	— .157
29	26.239	— .3585	+ .335	+ .433	+ .204	62	51.308	+ .5809	— .508	+ .723	— .440
30	27.205	— .3238	+ .363	+ .411	+ .144	63	51.816	+ .5933	— .534	+ .854	— .745
31	28.222	— .2834	+ .389	+ .377	+ .070	64	52.325	+ .6040	— .555	+ .969	— 1.044
32	29.188	— .2487	+ .408	+ .342	+ .005	65	52.884	+ .6159	— .577	+ 1.096	— 1.411
33	30.307	— .2147	+ .423	+ .302	— .059						

Tabella III

$$\eta = aA_0 \{1{,}80310z^4 - 3{,}64132z^3 + 1{,}06395z^2 + 2{,}39012z - 1\},$$

per la binodale

$$\eta = -aA_0 \{2{,}1235z^4 - 10{,}9328z^3 + 17{,}3070z^2 - 8{,}9210z + 1\},$$

per la trinodale

$$\eta = -aA_0 \{18{,}5810z^4 - 57{,}0664z^3 + 51{,}8655z^2 - 15{,}4763z + 1\},$$

e, infine, per la quadrinodale

$$\eta = -aA_0 \{81{,}950z^4 - 159{,}696z^3 + 99{,}267z^2 - 21{,}110z + 1\}.$$

Facendo variare z nelle quattro precedenti equazioni, si ha l'andamento dell'ampiezza per le quattro sesse considerate. I risultati del calcolo sono contenuti nella tabella III, in cui è $\zeta = \eta / aA_0$.

Le figg. 3 e 4 danno una rappresentazione grafica dell'andamento dell'ampiezza delle prime quattro sesse.

Si noterà che nella parte Sud del lago le sesse uninodale e binodale presentano un'ampiezza che è circa i 6/10 di quella che si verifica nella parte Nord, dove il lago, anche se più profondo, è però in compenso molto stretto. La sessa trinodale si presenta agli estremi pressochè con la stessa ampiezza, mentre la quadrinodale ha a Sud un'ampiezza che è circa una volta e mezza quella che si verifica a Nord; e ciò si spiega con il notevole spostamento verso Sud dei nodi di questa sessa, superiore a quello delle altre sesse, già molto accentuato.

Roma - Istituto Nazionale di Geofisica - marzo 1946.

RIASSUNTO

In questa prima parte del lavoro dedicato alle sesse del Garda vengono determinati i periodi delle sesse interessanti l'intero lago, mediante l'estensione di un metodo di Hidaka, che consente di prescindere dalla forma della "curva normale" del lago. I periodi così ottenuti (42^m, 96; 23^m, 66; 16^m, 36; ...), *specie quello della sessa fondamentale, si mostrano più conformi alle osservazioni di quelli dati da precedenti ricerche.*

Si determinano poi i nodi e l'andamento delle ampiezze in corrispondenza delle prime quattro sesse, mettendo in evidenza la notevole disimmetria distributiva di dette grandezze, dovuta alla particolare

configurazione del lago, che nella parte meridionale presenta la massima estensione e la minima profondità.

BIBLIOGRAFIA

(1) CHRYSTAL G.: *On the hydrodynamical Theory of Seiches.* Transactions of the Royal Society of Edinburgh, XLI (1905), XLV (1906), XLVI (1907-8).

(2) PROUDMAN J.: *Free and forced longitudinal Tidal Motion in a Lake.* Proceedings of the London Monthematical Society — Second Series — XIV (1915).

(3) MATTEUZZI L.: *Sulla determinazione delle « seiches » forzate e delle sesse libere mediante un'equazione integrale di Volterra di seconda specie.* Rend. Acc Naz. dei Lincei, cl. sc. fis., mat. e nat. XXXIII, s. 5, (1924).

(4) DOODSON A. T. e collaboratori: *Theoretical Determination of the Longitudinal Seiches of Lake Geneva* ». Transactions of the Royal Society of Edinburgh, LII, (1917-1921).

(5) HIDAKA K.: *Application of Ritz's Variation Method to the Determination of Seiches in a Lake* ». The Memoirs of the Imperial Marine Observatory, VI, 2, (1936).

(6) NEUMANN G.: *Eigenschwingungen der Ostsee.* Aus der Archiv der Deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums, 61. (1941).

(7) MAGRINI G. P.: *Limnologia.* Manuali Hoepli (1907).

(8) VERCELLI F.: *Le teorie idrodinamiche delle sesse...* Mem. Ist. Lombardo Sc. e Lett. XXI, (1909).

(9) DEFANT A.: *Ueber die stehenden Seespiegelschwankungen (Seiches) in Riva am Gardasee.* Sitzungsberichte der K. Akademie der Wissenschaften — Wien Mathematisch.-Naturwiss. — Kl., CXVII, Abt. II, (1908).

(10) DEFANT A.: *Le sesse del lago di Garda.* Nuovo Cim. XX, 35, (1910).

(11) VERCELLI F.: *Risposta alla Nota del Dott. Defant « Sulle sesse del lago di Garda ».* Nuovo Cim. XX, 357, (1910).

(12) DEFANT A.: *Neue Methode zur Ermittlung der Eigenschwingungen (Seiches) von abgeschlossenen Wassermassen (Seen, Buchten usw.).* Ann. der Hydrogr. usw., XLVI, II, (1918).

(13) MAGRINI G. P.: *I recenti studi sulle sesse e le sesse dei laghi italiani.* Riv. geogr. ital., XII, 291, (1905).

(14) TEGLIO A.: *Le sesse del lago di Garda.* Rend. Acc. naz. Lincei, XIV, cl. sc. fis., mat. e nat., (1905).

(15) CHRYSTAL G.: *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh.* V. 2, 627, (1903-1905); Transactions della stessa Società, XLI, 643.

SONDE RADIOATTIVE A PERCORSO RIDOTTO

R. Cialdea - A. Lo Surdo

Uno dei metodi più diffusi per la misura del campo elettrico terrestre è quello delle sonde radioattive. Queste sono in generale formate da piccoli conduttori metallici sulla cui superficie è un deposito di sostanza radioattiva. Una sonda viene posta nel punto in cui si vuole misurare il potenziale elettrico e messa in comunicazione con un elettrometro: la sostanza radioattiva ionizza l'aria circostante e quindi stabilisce le condizioni perchè la sonda acquisti il potenziale spettante alla sua posizione nel campo.

Il potenziale di equilibrio assunto da una sonda radioattiva non è però in generale esattamente quello che competerebbe alla sua posizione nel campo. Ciò è dovuto principalmente al fatto che l'aria ionizzata intorno alla sonda costituisce in sostanza un conduttore di forma ed estensione variabili e che la carica spaziale in esso contenuta può alterare il campo.

Per ridurre l'effetto di questa causa perturbatrice le sonde di potenziale vengono attivate quasi esclusivamente con polonio o ionio, due sostanze che emettono soltanto raggi α e che non producono emanazione [1]; così l'aria viene ionizzata soltanto in un piccolo spazio intorno alla sostanza attiva. Il punto virtuale di presa del potenziale è quindi più vicino alla sonda, poichè in tal modo si eliminano gli eccessivi scarti dal potenziale effettivo dovuti alla presenza intorno alla sonda di un notevole volume di aria ionizzata. Ciò avviene quando si impiegano sostanze radioattive che emettono raggi β e γ, i quali sono molto più penetranti degli α, oppure quando si sviluppa emanazione che si diffonde rapidamente in modo incontrollabile.

E' lecito pensare quindi che le perturbazioni delle misure di potenziale eseguite con sonde radioattive possano essere ridotte dimi-

---

(1) Il percorso dei raggi α (« range ») nell'aria in condizioni normali per il polonio è di cm 3.87 e per lo ionio di cm 3.13 (Joliot-Curie, *Les radioéléments naturels*. Hermann, Paris, 1946).

nuendo la lunghezza del percorso delle particelle ionizzanti. Partendo da questa considerazione abbiamo eseguito alcune ricerche, che qui esponiamo, allo scopo di rendere possibile una maggiore approssimazione nelle misure del potenziale elettrico dell'atmosfera.

Come è noto, non si dispone di sostanze che emettano soltanto raggi α aventi percorsi notevolmente più brevi di quelli del polonio e dello ionio: pertanto allo scopo di limitare la ionizzazione prodotta dai raggi α in uno strato di spessore molto più piccolo, abbiamo ideato i seguenti dispositivi che consentono di ridurre il percorso utile dei raggi α del polonio stesso.

I) *Sonde con riduttore tubolare.*

Una sonda di questo tipo è costituita da un disco metallico collocato entro un tubo opaco ai raggi α: questo disco presenta la superficie attiva S rivolta verso l'apertura a (fig. 1); la distanza d fra la superficie S e la bocca del tubo, è minore del percorso R dei raggi α. Con tale disposizione, trascurando l'effetto della diffusione degli ioni prodotti nell'interno del tubo, l'azione della sonda si può considerare come pressapoco dovuta ad una superficie attiva coincidente con l'apertura a del tubo, emittente raggi α di percorso $R' = R - d$ entro un angolo solido più ridotto.

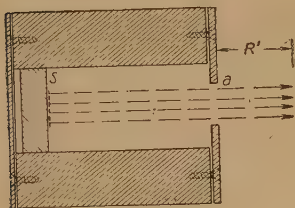


Fig. 1

Le prove eseguite in un campo elettrico uniforme artificiale hanno mostrato, come si vedrà in seguito, il notevole vantaggio che si può ottenere con questo tipo di sonda, specialmente in aria calma. Si è osservato però, che il vento può avere ancora una notevole influenza sui valori del potenziale rilevati.

II) *Sonde con riduttore ad assorbimento.*

L'inconveniente che si presenta con le sonde per effetto del moto dell'aria, ci ha indotto a sperimentare un altro dispositivo, col quale, oltre a diminuire il percorso esterno utile dei raggi α, si riesce ad impedire l'intervento degli ioni prodotti nel percorso interno. In questo dispositivo la velocità dei raggi α viene diminuita per effetto del passaggio attraverso ad una lamina metallica di spessore opportuno: l'energia residua posseduta dalle particelle α all'uscita dalla lamina consente la ionizzazione dell'aria soltanto per un percorso più limitato. Nelle sonde di questo tipo da noi adoperate il rallentamento del-

le particelle α è ottenuto mediante una foglia di alluminio: lo spessore di 15 μ, adottato spesso nelle nostre misure, riduce il percorso dei raggi α a poco più di un centimetro (1).

In considerazione della fragilità della foglia di alluminio questa viene posta tra due laminette di ottone L_1 L_2 (fig. 2) forate su tutta la superficie in modo che i raggi α nel loro percorso, penetrando per i fori della lamina L_1 possono uscire liberamente all'esterno passando per i corrispondenti fori della L_2 dopo avere attraversato la foglia di alluminio A.

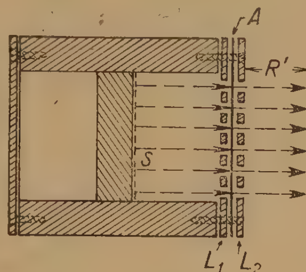


Fig. 2

Le esperienze eseguite in un campo uniforme artificiale hanno messo in evidenza, con aria calma, un comportamento analogo a quello delle sonde a riduttore tubolare: però le perturbazioni prodotte dalle correnti di aria sono molto minori.

Le sonde venivano sperimentate in un campo uniforme creato artificialmente mediante due grandi elettrodi piani metallici disposti parallelamente, tra i quali veniva applicata una differenza di potenziale. Ogni sonda era costituita da un cubetto metallico forato come si vede nelle figure: il foro era chiuso ad un estremo mediante una lamina metallica, e lasciato aperto (fig. 1) o coperto dal riduttore assorbente, nella parte opposta (fig. 2). L'insieme era fissato ad un sottile tubo di ottone collegato all'elettrometro. Questo tubo di sostegno veniva disposto dentro il campo parallelamente ai due piani metallici. All'interno del foro era collocato un piccolo disco di ottone argentato ed attivato mediante deposito elettrolitico di polonio su una delle due facce, S (figure 1 e 2).

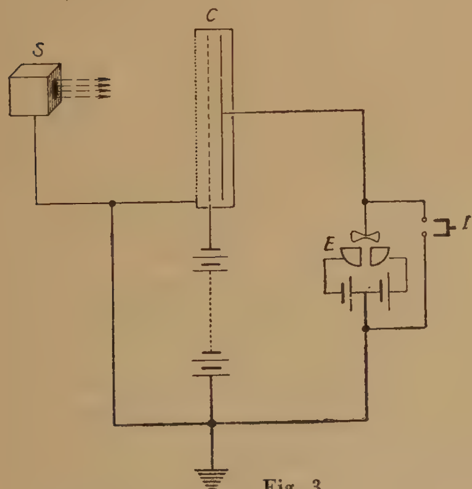


Fig. 3

(1) Come è noto, lo spessore dello strato di alluminio equivalente ad un centimetro di aria in condizioni normali è di 6 μ (vedi JOLIOT-CURIE, *loc. cit.*).

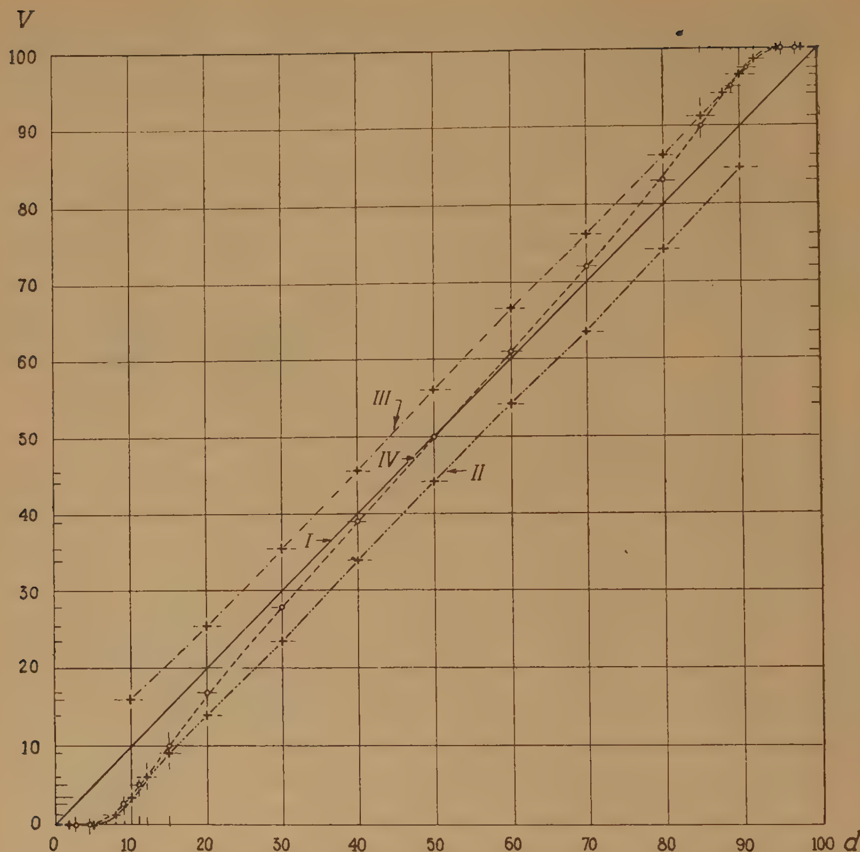


Fig. 4

Le misure sulla lunghezza del percorso utile venivano eseguite mediante una piccola camera a ionizzazione il cui schema è riportato nella fig. 3.

Dai diagrammi delle figg. 4 e 5 si rileva l'andamento tipico del potenziale di equilibrio assunto dalle sonde, a percorsi normale e ridotti, nei vari punti del campo elettrico artificiale da noi adoperato.

Nella figura 4 sulle ascisse sono riportate le distanze della sonda dall'armatura a potenziale zero e sulle ordinate le relative differenze di potenziale misurate tra la sonda e tale armatura. La retta *I* rappresenta i valori effettivi del potenziale. Le linee *II* e *III* rappresentano i valori del potenziale rilevati mediante una comune sonda a polonio disposta con la superficie attiva *S* normale alle linee di forza del

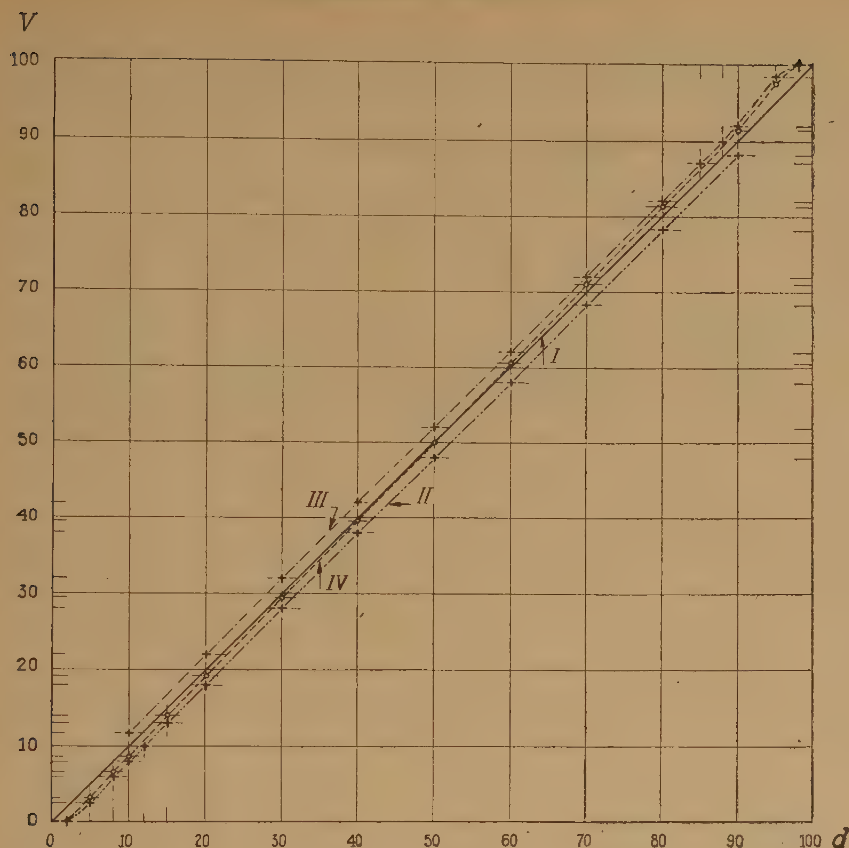


Fig. 5

campo, e precisamente per i dati rappresentati dalla linea *II* la superficie attiva veniva rivolta verso l'armatura a potenziale zero, e per la linea *III* verso l'armatura a potenziale 100. La linea *IV* rappresenta i valori ottenuti con la stessa sonda quando essa veniva disposta con la superficie attiva parallela alle linee di forza del campo.

Nella figura 5 sono riportate misure analoghe eseguite con una sonda a riduttore tubolare nella quale il percorso utile era di 12 mm. I valori ottenuti nelle stesse condizioni mediante una sonda ad assorbimento il cui percorso esterno utile era pure di 12 mm, non sono stati qui rappresentati perchè approssimativamente coincidenti con quelli della sonda a riduttore tubolare.

La figura 6 dà approssimativamente un'idea dell'andamento medio della distanza fra il centro della sonda ed il punto virtuale di presa del potenziale.

In ascisse vengono riportate, come al solito, le distanze della sonda dall'armatura a potenziale zero ed in ordinate i valori del rapporto $\frac{\Delta V}{E}$ dove ΔV indica la differenza fra il potenziale misurato e quello effettivo, ed E il campo elettrico. Tale rapporto, che viene espresso in cm, risulta come è evidente, uguale alla distanza, lungo le linee di forza, fra il punto virtuale di presa del potenziale ed il centro della sonda.

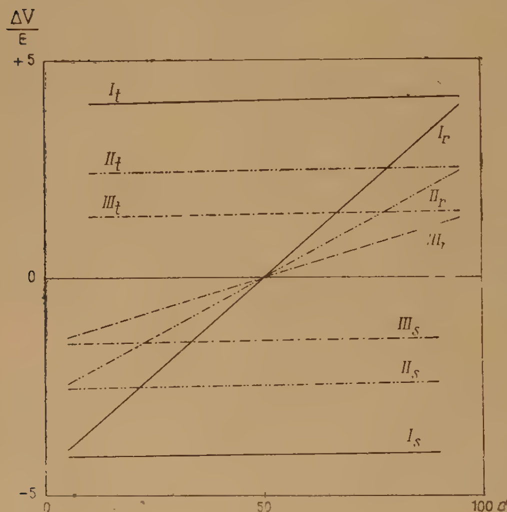


Fig. 6

Le linee I_s e I_t si riferiscono alle misure fatte con una sonda a polonio di tipo comune disposta con la superficie attiva rispettivamente rivolta verso l'armatura a potenziale zero e verso l'armatura a potenziale 100. La linea I_r è relativa alla stessa sonda disposta però con la superficie attiva parallela alle linee di forza del campo. Le linee III_s, III_t e III_r si riferiscono ai valori ottenuti con disposizioni analoghe mediante la stessa sonda, munita però di riduttore ad assorbimento o riduttore tubolare, con lo stesso percorso utile di 12 mm, e quindi, come è detto avanti, producenti in aria calma lo stesso effetto [1].

Ricerche preliminari, fatte per studiare l'effetto di una corrente d'aria sul potenziale ottenuto con le sonde radioattive dei tre tipi, hanno confermato la grande superiorità, ai fini dell'approssimazione ottenibile nelle misure del potenziale elettrico dell'atmosfera, della sonda con riduttore ad assorbimento su quella con riduttore tubolare, la quale peraltro presenta un notevole vantaggio sulla sonda comune.

---

(1) Nel diagramma si trovano anche le linee II_s II_t e II_r relative a misure analoghe eseguite con sonde a riduttore dei due tipi, aventi però un percorso utile di 21 mm.

Sono in corso ulteriori ricerche su questo argomento che faranno oggetto di una prossima nota.

Roma, Istituto Nazionale di Geofisica - ottobre 1947.

RIASSUNTO

In questa Nota sono descritte due nuove sonde radioattive ideate dagli Autori, con le quali, utilizzando solo una parte del percorso delle particelle α emesse dal polonio, si può aumentare l'approssimazione nelle misure del potenziale elettrico dell'atmosfera.

L'ERUZIONE DELL'ETNA DEL FEBBRAIO-MARZO 1947

GAETANO PONTE

Tipiche eruzioni dell'Etna.

Le eruzioni dell'Etna sono effusive ed esplosive ad un tempo, però qualche volta sono soltanto esplosive e in tal caso avvengono quando il magma, sollevandosi nel condotto eruttivo, raggiunge il fondo del Cratere centrale e viene a contatto con il terreno umido: si ha allora quella reazione freatica violenta, che va sotto il nome di attività pliniana. All'attività pliniana può seguire un periodo più o meno lungo di effusione lavica intercraterica, come avvenne il 5 luglio 1942 dopo la brevissima eruzione laterale dèl 30 giugno. Allora la terrazza craterica centrale fu invasa da una considerevole massa di magma che sgorgò come una immensa polla e finì col tappare la bocca intercraterica da cui eruppe.

Nel 1911 avvenne il collasso di una parte del lato NE del cono terminale e si formò una bocca che fu detta subterminale e che, trovandosi ad un livello più basso della terrazza craterica centrale, è stata, sin dalla sua formazione, la più attiva e le sue eruzioni, esplosive o effusive insieme, sono state indicate come subterminali onde distinguerle dalle centrali.

Le eruzioni più caratteristiche dell'Etna sono le laterali; esse hanno un meccanismo particolare che dipende dalla struttura del vulcano la cui compagine è formata di colate di lava periclinali irregolarmente sovrapposte ed affiancate. Poichè le colate presentano delle gallerie di svuotamento lavico e delle anfrattuosità il magma trova in esse delle facili vie di penetrazione a partire dal condotto eruttivo centrale. Le reazioni freatiche che hanno luogo quando il magma rovente va penetrando nel terreno più o meno umido determinano scuotimenti e spaccature a partire dal cuneo igneo fino alla superficie; esse si estendono spesso per chilometri sui fianchi del vulcano e la lava viene a sgorgare nel posto ove la spaccatura è meno profonda.

Nella descrizione che faremo della recente eruzione apparirà chiaro questo interessante meccanismo delle eruzioni laterali.

L'Etna ha pure avuto delle eruzioni eccentriche, ma esse avvennero in tempo assai remoto, nel postpliocene, quando la vasta superficie ora occupata dal vulcano era sommersa nel mare. Allora qua e là nell'ampio golfo preetneo avvennero delle penetrazioni di magma, alcune delle quali, dapprima submarine, superarono il livello del mare eruttando lave e detriti, come il vulcanetto di Paternò che si estinse ben presto ed ora, smantellato dall'erosione, mostra il suo neck. Altre intrusioni raggiunsero appena il fondale del golfo e consolidarono in masse globulari con crosta vetrosa, come quelle della rupe di Aci Castello; altre ancora rimasero nascoste fra le marne e le argille pleistoceniche che ora, denudate dall'abrasione del mare, appaiono sulla costa di Aci Trezza come dei polloni, detti i « Faraglioni dei Ciclopi ». Molti furono i tentativi di eruzioni eccentriche rispetto all'asse attuale dell'Etna. In seguito a queste prime manifestazioni, molte delle quali restano nascoste sotto la massa del vulcano, avvenne un'accentramento dell'attività eruttiva per cui si è potuto formare il grande vulcano.

Le eruzioni di un secolo.

Le eruzioni dell'Etna meglio osservate e descritte sono quelle laterali e soprattutto quelle di quest'ultimo secolo. Poche eruzioni storiche dei secoli precedenti sono state descritte e mano a mano le più antiche diminuiscono di numero, non perchè l'Etna abbia avuto periodi di minore attività nel passato, ma solo perchè la cronaca ha registrato quelle di maggiore importanza e soprattutto quelle che hanno arrecato i maggiori danni.

Le eruzioni dell'ultimo secolo, cioè a partire dalla eruzione del 1843, sono state 16 e sono avvenute a distanza varia di anni: 9, 13, 4, 10, 4, 3, 16, 2, 1, 7, 5, 14 e 5 da quella del 1942 a questa del 1947. La quantità di lava eruttata non è stata mai uguale, come non lo è stata la durata. Inoltre dopo una grande eruzione ne è seguita, anche a breve distanza, un'altra più grande; così all'eruzione del 1886, che fu imponente per la quantità di lava eruttata in 17 giorni, seguì quella del 1892 durata sei mesi. Così pure ad eruzioni non molto grandi per quantità di lava eruttata e per durata, sono, qualche volta, seguite piccole eruzioni, come quella del 1942, durata 12 ore, che scoppiò 14 anni dopo quella del 1928 che si svolse in 24 giorni e diede in due tempi ed in due posti minor lava delle eruzioni del 1911 e del 1923. Inoltre non è avvenuto sempre che eru-

zioni che hanno avuto bocche effusive a bassa quota e che sono state più calamitose perchè più vicine ai centri abitati, abbiano dato sempre maggior quantità di lava di quella sgorgata a quota più alta. Pertanto pensiamo che la non costante quantità di lava eruttata, sia rispetto alla durata che all'intervallo tra una eruzione e l'altra, mostri come le forze endogene, che determinano il sollevamento del magma dal profondo crogiuolo vulcanico, non dipendano da fenomeni che agiscono con una certa uniformità d'intensità e con ricorrenza di tempo.

Fenomeni che precedettero l'eruzione laterale del febbraio-marzo '47.

Dopo la breve eruzione laterale del 30 giugno 1942 alla quale seguì, il 5 luglio, una violenta attività pliniana centrale, il Cratere terminale rimase tappato da una potente corazza lavica che ne ridusse la profondità a poche decine di metri e formò una pianeggiante terrazza, sulla quale ora è facile potervi scendère. D'allora a tutto il 1945 il Cratere centrale rimase calmo; soltanto furono sempre attive le fumarole solforose che da molti anni appaiono sulle sue pareti interne. Invece la Bocca subterminale, apertasi nel 1911 sul fianco NE e che trovasi più bassa della terrazza craterica centrale, è stata sede di frequente attività esplosiva piuttosto moderata con rade sbuffate di cenere che d'inverno hanno intorbidato la neve di quel versante del vulcano.

Nell'ottobre del 1945, nel settore NE della terrazza craterica centrale si formò una buca di sprofondamento del diametro di circa 15 m che non sempre fu trovata fumante; essa aveva pareti verticali, quasi fuori piombo, per cui le frane l'allargavano sempre di più.

Nel gennaio 1947 la Bocca subterminale accentuò la sua attività esplosiva, mentre la buca della terrazza craterica centrale, che si era ancora più allargata ed approfondita, continuò a rimanere calma (Fig. 1).

Nelle prime ore del 6 febbraio apparve sulla Bocca subterminale una fontana di lava dalla quale si staccavano delle scorie leggere che, spinte dal vento, giunsero fino al mare e ne caddero sul versante orientale del vulcano in direzione di Giarre, ove in un tratto di un paio di chilometri, fino a S. Leonardello, arrivarono quasi a coprire il suolo; esse erano piuttosto piatte, bollose ed alcune larghe fino a 8 cm.

Il giorno 10 alle ore 20 il fenomeno si ripetè più intensamente



Fig. 1

e durò circa due ore. Molto materiale lavico fu riversato a fontana e ne cadde tanto nella Bocca subterminale, da dove scaturì, da colmarla e chiuderla. Evidentemente il magma era stato sollevato dal suo crogiuolo da forte spinta fino alla parte alta del condotto eruttivo ove, sembra, trovasi una breve diramazione verso la Bocca subterminale, difatti, immediatamente dopo la tappatura di questa bocca, il magma continuò ancora a sollevarsi in direzione del Cratere centrale ove entrò in attività la buca di sprofondamento. S'iniziò così un intenso parossismo esplosivo di tipo stromboliano, cioè con forti detonazioni che furono avvertite anche da Catania e con sbrandellamenti di lava che giungevano a notevole altezza sul Cratere centrale.

Dato che la buca della terrazza craterica centrale si trovava un centinaio di metri più alta della Bocca subterminale, appare chiaro che la spinta esercitata sul magma dalle forze endogene non fosse più tale da formare getti a fontana a quella maggiore altezza e solo avvenivano esplosioni detonanti, dovute all'accensione di miscele di gas còmbustibili con l'aria nelle cavità subcrateriche.

Così ai due getti di lava a fontana senza detonazioni, avvenuti il 6 e il 10 febbraio alla Bocca subterminale, seguì un'intensa attività esplosiva centrale, dando la evidente dimostrazione che il magma non fu spinto da pressione di gas, ma da altre forze. Difatti le esplosioni

cominciarono quando il magma, venendo a contatto con le rocce non coeve ed umide delle cavità subcrateriche della buca centrale, dava luogo alla formazione di gas combustibili che accendevano con detonazioni di diversa intensità a seconda il variare della miscela con l'aria.

Pochi giorni dopo si notò da Catania l'inizio di una debole attività esplosiva alla base della Bocca subterminale. Il giorno 25 febbraio il Dott. Cucuzza Silvestri, assistente dell'Istituto di vulcanologia, trovandosi sull'orlo del Cratere centrale constatò che le esplosioni della buca centrale erano notevolmente diminuite, mentre appariva più frequente l'attività esplosiva alla base della Bocca subterminale ove il giorno dopo s'iniziò l'eruzione laterale.

Spaccatura eruttiva ed inizio dell'eruzione laterale.

L'attività esplosiva della buca centrale, dapprima formidabile. andò decrescendo appena incominciò ad attivarsi l'apertura che si era formata in seguito agli scuotimenti sopra detti sotto il tappo di lava che aveva, il 10 febbraio, chiuso la Bocca subterminale. Dapprima sgorgò della lava verso quota 3050 e formò due colate effimere



Fig. 2. — Etna, versante Nord. Colate effimere subterminali (24 febbraio 1947).

che si arrestarono appena il magma potè continuare il suo corso sotterraneo discendente fra gli strati di roccia lavica e le anfrattuosità del versante nord del vulcano (Fig. 2). La lava, mano a mano che s'incanalava fra antiche colate non molto profonde e più o meno umide, con la sua elevata temperatura, provocava esplosioni freatiche e di conseguenza spostamenti del terreno così da formare una serie di spaccature parallele e vicine; esse rapidamente si estesero in direzione dei Due Pizzi e più oltre, sempre sul fianco nord del vulcano fino a quota 2200, a sud del M. Cacciatore. Ivi si aprì la bocca effusiva da cui eruppe il torrente di lava principale, che rapidamente si diresse verso il sottostante bosco coperto di neve.

Abbiamo detto che la spaccatura incominciò ad aprirsi alla base della Bocca subterminale, ove traboccò la prima lava e continuò ad estendersi verso nord. Nel primo tratto, per più di un chilometro fin presso le bocche Sausurre, non si potè scorgere che una piccola incrinatura sulla neve che poi scomparve con la nevicata dell'8 marzo, ma in giugno, disciolta la neve, apparve evidente una serie di spaccature parallele e irregolari larghe da pochi centimetri a due metri. Nei posti più caldi la neve si disciolse subito ed appariva il crepaccio, profondo parecchi metri, coperto per lo più di terra franata. Le spaccature si estendevano ancora in direzione nord e dal M. Grigio in giù erano caldissime, tanto che la neve attorno si era disciolta per largo tratto. Questo, evidentemente, era il tratto della spaccatura più superficiale, tanto che il giorno 28 febbraio, in seguito ad un rigurgito durato appena una notte, traboccò della lava e si formarono dei conetti mammillari disposti a bottoniera (Fig. 3). Altri conetti di maggiore dimensione si formarono nell'ultimo tratto della spaccatura nei pressi della bocca effusiva pur essi disposti a bottoniera.

Le bocche effusive e le colate laviche.

L'eruzione laterale s'iniziò con due colatine effimere subterminali di brevissima durata che sgorgarono da due spaccature pochi metri vicine e corsero verso nord sulla parte alta del vulcano. La colatina più piccola era lunga circa 500 m, l'altra, quasi parallela, era più larga e lunga circa un chilometro. Le due colate spiccavano sulla neve sulla quale si distesero senza discioglierla. Sulla fotografia aerea le due colate appaiono una come il segno d'un accento e l'altra come una virgola. Data la rapidità e la tranquillità dell'efflusso lavico, in quel posto non si formarono conetti esplosivi, ma tuttora vi

appaiono ben dodici bocche imbutiformi nel cui fondo si scorge chiaramente il canale ove scorreva la lava che, poi, continuò il suo corso sotterraneamente.

Tra il M. Grigio ed i Due Pizzi si formò una lieve sbavatura di lava nel primo impeto della spinta del cuneo igneo di magma che andava aprendo la spaccatura in senso discendente; 700 m più giù dei Due

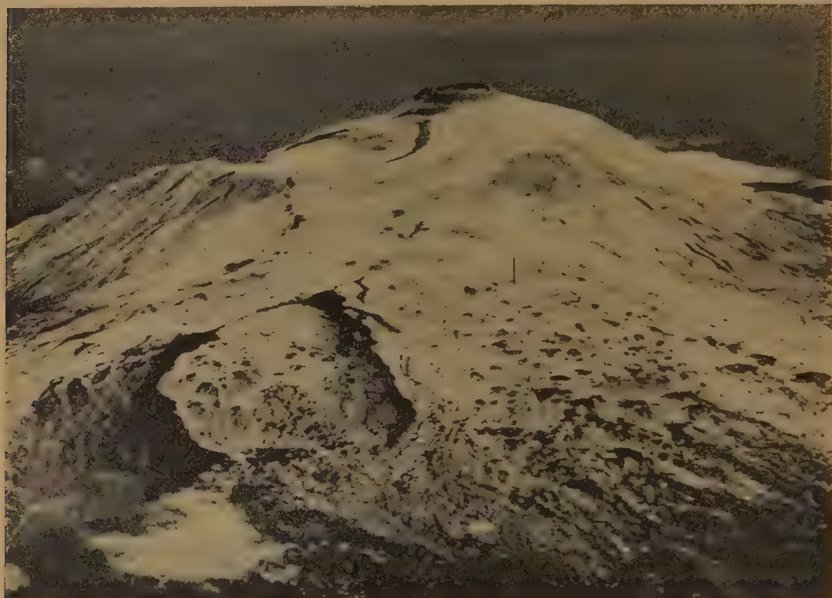


Fig. 3. — Etna, versante Nord. In alto: colate effimere subterminali (24 febbraio); al centro: spaccatura e rigurgiti (24, 26 e 28 febbraio); a sinistra in basso: bocca effusiva e colata principale.

Pizzi, verso quota 2310, traboccò altra lava che si distese per circa 500 m; essa era larga poco meno di 50 m e si fermò subito appena la spaccatura continuò ad estendersi. Ancora 200 m più giù si verificò altra sbavatura e circa mezzo chilometro avanti, a quota 2300, si ebbe un quinto piccolo trabocco di lava che formò una colatina effimera, lunga appena 100 m, che non fu accompagnata da esplosioni, tanto che non si formarono, come nelle precedenti, conetti detritici.

La colata principale incominciò a sgorgare dal posto ove si arrestò la spaccatura, cioè verso quota 2200, a sud di M. Cacciatore, circa un chilometro più giù della precedente colatina effimera.

La bocca effusiva della colata principale si presentava come un canale. Al primo impeto la lava sgorgò abbondante più a monte per

un tratto di circa 100 m espandendosi da ambo i lati della spaccatura; poi restrinse per più di metà il suo letto e procedette irregolarmente seguendo le maggiori depressioni del terreno e con velocità varia.

Il percorso totale della colata fu di circa 6 km in 8 giorni su di un dislivello di 1350 m. Anche la larghezza e la potenza variarono molto da posto a posto, ma all'ingrosso fu facile riconoscere che la sua portata fu di gran lunga inferiore a quella dell'eruzione del 1923, che si svolse nello stesso versante e, in 10 ore, percorse 7 km su terreno con la stessa pendenza; cioè in un tempo circa 20 volte minore di questa eruzione. I terreni coperti dalla colata erano aridi sulla parte alta ed incominciarono ad aversi danni tra quota 1200 e 850 ove prosperavano ubertosi vigneti.

Successione dei fenomeni eruttivi.

Come abbiamo detto l'eruzione laterale ebbe inizio con l'apertura di una spaccatura che dalla base della Bocca subterminale, cioè da quota 3050 circa, si estese rapidamente, in poche ore, fino a quota 2200 per una estensione complessiva di circa 6 km in direzione nord formando un arco debolmente incurvato verso ovest. Nel primo impeto dell'eruzione, come abbiamo detto, si ebbero delle colate effimere; le prime due, vicine una all'altra, traboccarono dal primo tratto della spaccatura; tra il M. Grigio e i Due Pizzi apparve una lieve sbavatura di lava; un terzo rigurgito si formò verso quota 2310; un quarto, che fu una sbavatura, poco più giù ed un quinto a quota 2300; a quota 2200 in fine si aprì la bocca effusiva principale. Questi fenomeni avvennero di notte senza esplosioni tali da svegliare la popolazione del versante nord del vulcano; solo poche persone che si trovavano sveglie vedendo bagliori nell'oscurità credettero dapprima che si trattasse d'incendio, ma quando videro zampillare la lava, mano a mano sempre più in basso, diedero l'allarme.

L'efflusso lavico, per quanto avvenisse a fiotti dalla bocca effusiva principale, si mantenne costante nei primi 4 giorni e procedette tranquillamente accompagnato da debolissime esplosioni e dal lancio di pochi brandelli di lava.

La sera del 28 febbraio furono visti intensi bagliori a monte della bocca effusiva. Gli abitanti di Randazzo credettero che si fosse aperta una nuova bocca, invece era avvenuto un rigurgito dalla stessa spac-

catura verso quota 2300 (Fig. 4). La lava che sgorgò formò una colata che si distese per circa mezzo chilometro sull'erto pendio coperto di neve. Una viva attività esplosiva piuttosto silenziosa accompagnò quel trabocco di lava, che cessò nelle prime ore del giorno seguente.



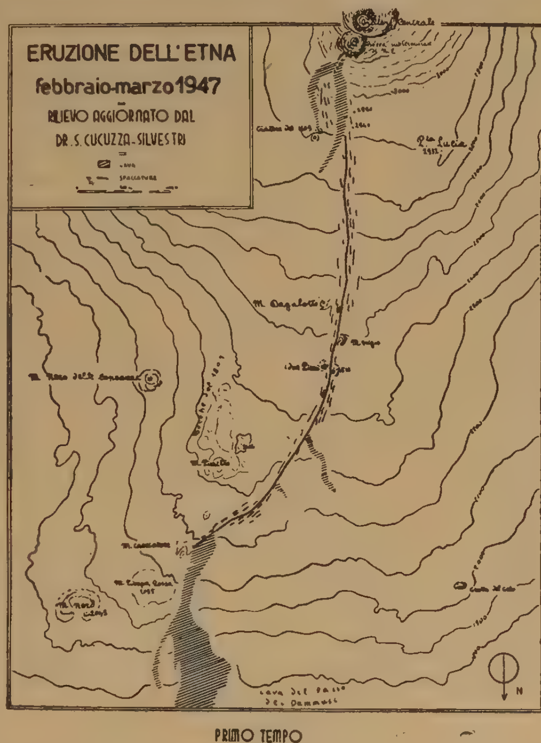
Fig. 4. — Etna. Bocca effusiva dell'eruzione laterale dal 24 febbraio al 10 marzo 1947.

Da un sopralluogo fatto in quel posto dal custode dell'Osservatorio Etneo, V. Barbagallo, apprendemmo che si erano formati 12 conetti esplosivi, alcuni di forma mammillare, altri a capezzolo formati di brandelli di lava saldati assieme che rimasero fumanti per tutta la durata dell'eruzione. Evidentemente era avvenuto un aumento della portata della lava dentro la spaccatura e difatti da Randazzo furono visti bagliori più intensi delle altre notti, anche nel tratto più alto della spaccatura. Il rigurgito del 28 febbraio avvenne verso quota 2300 perchè il tratto più basso della spaccatura, rimasto coperto di scorie, funzionò da tubo anzichè da canale e quindi non potè ricevere altra lava più di quanta ne consentiva la sua sezione.

Il giorno 3 marzo l'efflusso lavico incominciò a diminuire alla bocca effusiva. In poche ore la sua portata si ridusse considerevolmente; il fronte rallentò la sua avanzata; non furono visti più bagliori ed il giorno 4 notte sembrò che l'eruzione fosse finita.

Improvvisamente il 5 marzo aumentò nuovamente l'efflusso lavico dalla spaccatura ove a monte della bocca effusiva, verso quota 2300, nello stesso posto del 28 febbraio, si manifestò un forte rigurgito. La lava che traboccò si sovrappose sulla colata effimera prece-

dente, la superò e scivolò giù fino a quota 1850 dopo avere percorso circa un chilometro e mezzo sull'erto pendio nevoso che guarda Randazzo. Verso sera cessò il rigurgito, ma la lava continuò a fluire dalla bocca effusiva principale; la colata si sovrappose sulla precedente e, senza superarne gli argini, corse per qualche chilometro fino al 10 marzo notte quando fu constatata la fine dell'eruzione.



PRIMO TEMPO

Dinamismo esplosivo e scuotimenti del suolo.

Il dinamismo di questa eruzione laterale è stato debolissimo; non furono mai avvertite esplosioni dai paesi più vicini nemmeno allo scoppio, quando, nell'ultimo tratto della spaccatura verso la bocca effusiva, s'impiantarono i conetti mammillari; nè vi furono proiezioni di cenere come nelle eruzioni del 1911 e 1923, avvenute sullo stesso versante. Al secondo giorno dell'eruzione tutto il teatro eruttivo appariva tranquillo e da Passopisciaro, che è il centro abitato più vicino, solo di notte si notavano i bagliori della lava.

Non furono avvertite scosse sismiche nè prima, nè durante l'eruzione; anche gli strumenti sismici dell'Osservatorio di Catania, impiantati dall'Istituto Nazionale di Geofisica, non registrarono alcun movimento, nemmeno quando furono avvertite le forti esplosioni del Cratere centrale avvenute nei giorni che precedettero l'eruzione laterale.

Meccanismo dell'eruzione.

I fenomeni osservati in questa eruzione mostrano in modo chiaro il meccanismo delle eruzioni laterali dell'Etna come fu intuito da

M. Gemmellaro e come è stato dimostrato da G. Ponte in varie pubblicazioni e cioè che il magma eruttivo sospinto dalle forze endogene segue sempre la via del condotto eruttivo centrale. Difatti in questa eruzione quando aumentò la spinta del magma, ebbe luogo la grande fontana di lava che si sollevò sulla bocca subterminale fino a riempirla ed a tapparla. Il magma, in seguito, non trovando altre vie, si sollevò ancora più in alto fino a raggiungere la gola della buca di sprofondamento del Cratere centrale e si fermò, perchè la forza che lo spingeva restò equilibrata dal peso della colonna magmatica. Le violente esplosioni che ne seguirono per le reazioni superficiali della massa rovente con il terreno, scossero la compagine terminale del vulcano e determinarono la penetrazione del magma sotto il tappo di lava non del tutto impietrito della Bocca subterminale da dove, nel primo impeto, vennero i due trabocchi effimeri di lava. Se non fosse avvenuta altra penetrazione fra gli strati del vulcano, l'eruzione si sarebbe localizzata in quel posto. Invece il cuneo di magma che penetrava lateralmente, alimentato dal travasamento che avveniva dal condotto principale, continuò ad incunearsi in direzione parallela agli strati periclinali che via via si andavano spaccando. Le aperture che si formarono erano molto superficiali ed il flusso lavico discendente, che colava come in un canale, venne a sgorgare dal posto meno profondo della spaccatura. Ivi la reazione della massa rovente con il terreno umido e coperto di neve fu forte, ma di breve durata. Le scorie lanciate dalle esplosioni chiusero l'ultimo tratto della spaccatura ove, di conseguenza, il canale divenne un tubo per cui l'efflusso lavico alla

ERUZIONE DELL'ETNA febbraio-marzo 1947
RILIEVO AGGIORNATO DAL DR. S. CUCUZZA-SILVESTRI

SECONDO TEMPO

bocca effusiva si presentò piuttosto costante. Infatti i sovraccarichi di magma del 28 febbraio e del 5 marzo non furono avvertiti alla bocca effusiva, ma determinarono rigurgiti un poco più a monte verso quota 2300, ove la spaccatura era più superficiale degli altri posti.

Facciamo qui rilevare delle osservazioni di grande importanza che dimostrano in modo evidente come il magma si fosse incanalato in senso discendente nella spaccatura a partire dalla Bocca subterminale: 1° Durante tutta la durata dell'eruzione laterale la maggiore quantità di esalazioni primarie (cloruri di sodio e potassio) venne fuori dal primo tratto della spaccatura (quota 3050). 2° Nel primo impeto dell'eruzione, mano a mano che la lava penetrava e formava la spaccatura, si avevano su questa dei trabocchi di lava. 3° Quando avvennero i rigurgiti del 28 febbraio e del 5 marzo nel primo tratto della spaccatura (3050 m) apparvero da Randazzo bagliori vivissimi. 4° L'intensità luminosa della lava alla bocca effusiva fu riscontrata meno intensa della lava che apparve alla Bocca subterminale all'inizio della eruzione laterale.



ULTIMO TEMPO

Cause probabili delle eruzioni etnee.

Il crogiuolo profondo dell'Etna è esauribile, come quello di tutti i vulcani della Terra. Dal Pleistocene ad oggi una ingente massa di lava e di detriti è stata eruttata da questo grande vulcano, certo notevolmente di più della sua mole, dato che una considerevole parte di detriti è stata portata dagli agenti atmosferici nel mare. Ora, per

quanto l'Etna abbia ancora una incalcolabile riserva di magma, non si saprebbe come spiegare che esso non trovi posto nel crogiuolo considerevolmente svuotato senza ammettere un continuo restringimento di esso sotto le spinte della litosfera. Nel periodo terziario il vulcanismo raggiunse il massimo sviluppo come è ammesso da diversi geologi per via del forte corrugamento orogenico, si può quindi pensare che la diminuita attività dei vulcani attuali sia in relazione con le ridotte forze tettoniche. Queste considerazioni farebbero cadere qualsiasi altra ipotesi sulla causa delle eruzioni.

Organizzazione per la difesa contro i danni delle eruzioni etnee.

Parecchio tempo prima che scoppiasse questa eruzione il direttore dell'stituto Vulcanologico Etneo aveva presentato al Prefetto della Provincia di Catania un piano per la difesa contro i danni di una eventuale eruzione. Ripreso in esame il piano appena scoppiò l'eruzione, s'incontrarono delle difficoltà e soprattutto quella di non avere nell'aeroporto di Catania un velivolo di ricognizione per cui se ne dovette richiedere uno al Comando militare di Bari. Il ricognitore che giunse a Catania, in vero, non era molto adatto per voli sul vulcano, ma aveva a bordo un valente pilota, il tenente Morelli, il quale con l'aiuto del tecnico dell'Istituto, M. Taffara, potè riuscire a dare giornalmente esatti rilievi fotografici del teatro eruttivo.

Molto utili riuscirono le fotografie aeree fatte il giorno 26 febbraio dal Comandante dell'Aeroporto di Catania, capitano Reiner, il quale, in attesa del ricognitore, volle audacemente volare sull'Etna con un piccolo caccia.

Quando la colata incominciò ad invadere i terreni coltivati il Comando di difesa rimase incerto se dovesse tentarne il deviamento con l'uso di bombarde lanciate da terra sui fianchi del torrente lavico nei pressi della bocca effusiva allo scopo di arrestare l'avanzamento del fronte, ma fortunatamente l'eruzione procedette assai lentamente e cessò presto.

Catania - Istituto Vulcanologico Etneo dell'Univ. - giugno 1947.

RIASSUNTO

Si espongono e si esaminano i fenomeni più notevoli che hanno caratterizzato l'eruzione etnea del febbraio-marzo 1947.

UN NUOVO TIPO DI PIRELIOMETRO DI ÅNGSTRÖM A COMPENSAZIONE ELETTRICA

Renato Cialdea

In questa nota viene descritto un nuovo tipo di pireliometro di Ångström da me ottenuto applicando la tecnica della evaporazione dei metalli nel vuoto. Una piccola serie di strumenti di questo tipo da me studiati e progettati per incarico ricevuto dal Direttore dell'Istituto Nazionale di Geofisica prof. A. Lo Surdo, si trovano attualmente in costruzione nelle officine di questo Istituto e sono destinati agli Osservatori della rete geofisica italiana per il rilevamento sistematico dell'intensità della radiazione solare.

Come è noto, i pireliometri per la misura assoluta della radiazione tipo Ångström ([1]), consistono in due sottili laminette di manganina annerite, una delle quali viene esposta alla radiazione, mentre l'altra, opportunamente schermata, viene riscaldata da una corrente elettrica, quanto occorre perchè le due laminette assumano la stessa temperatura. In queste condizioni, poichè le due laminette sono uguali e quindi uguali le perdite di calore, la quantità di calore ricevuta per radiazione dall'una è uguale a quella sviluppata nell'altra per effetto Joule. La differenza di temperatura tra le due lamine viene rivelata mediante una coppia termoelettrica, le cui due saldature sono appoggiate, la prima dietro una delle lamine di manganina e la seconda dietro l'altra, con l'interposizione di un sottilissimo foglio di mica. Il pireliometro è quindi formato da due elementi distinti, ciascuno dei quali è costituito da tre sottili laminette: la manganina annerita, il foglio di mica e una lamina di rame con al centro la saldatura dell'altro metallo della coppia termoelettrica; ciascun elemento viene poi bloccato alle estremità in un supporto di ebanite, con opportuni contatti e serrafili per inserire la lamina di manganina nel circuito della corrente di compensazione e la coppia termo-elettrica nel circuito del galvanometro.

Le laminette metalliche che costituiscono ciascun elemento, vengono in generale preparate con processi meccanici di laminazione;

ciò limita il loro assottigliamento e rende poco compatto il complesso formato dalle due laminette e dal foglio di mica interposto.

Ad evitare questi inconvenienti, che evidentemente influiscono anche sulla precisione delle misure, ho effettuata la preparazione degli elementi del pireliometro applicando la tecnica dell'evaporazione dei metalli nel vuoto, tecnica che ha raggiunto in questi ultimi anni una grande perfezione.

Così si possono ottenere elementi che costituiscono dei complessi notevolmente compatti costituiti da laminette i cui spessori, regolando opportunamente l'evaporazione, si possono fare molto più piccoli di quelli che si ottengono per via meccanica.

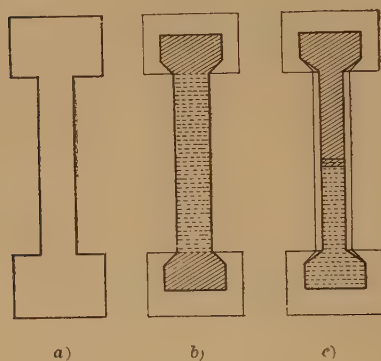


Fig. 1.

Ciascun elemento preparato con questa tecnica, risulta composto da un sottilissimo foglio di mica, ottenuto per sfaldatura, sagomato come nella fig. 1*a*): da una parte vi è depositato dell'alluminio (zona punteggiata fig. 1*b*), che viene rinforzato solo alle estremità con successivo deposito dello stesso metallo (zona tratteggiata fig. 1*b*); sul corpo centrale di questo elemento viene effettuato il deposito di nero di bismuto (zona punteggiata fig. 1*b*); questa parte anteriore è il semielemento compensatore. L'altra faccia delle laminette di mica viene coperta per metà con deposito di antimonio e per l'altra metà con bismuto, come è indicato nella fig. 1*c*), dove la zona tratteggiata rappresenta l'antimonio e quella punteggiata il bismuto: anche da questa parte le estremità della coppia sono rinforzate per avere un buon contatto elettrico. I due elementi vengono quindi montati in parallelo su un supporto di ebanite: esso presenta degli opportuni contatti, consistenti in due laminette di rame, perfettamente sovrapposte, che serrano tra loro gli elementi. In fig. 2*a*) si vede lo schema delle connessioni posteriori per il collegamento con il galvanometro ed in fig. 2*b*) di quelle anteriori che si inseriscono nel circuito compensatore.

Con questo metodo si ottiene così un elemento già pronto, tutto compatto e che può essere messo a posto con grande semplicità; è

facile quindi una rapida sostituzione, qualora ciò si rendesse necessario.

Come isolante serve anche in questi elementi la mica, ma in essi la sua funzione non è solo di isolante, ma sopratutto di supporto. Per ottenere le laminette di mica il più possibile uguali, veniva adoperato un apposito stampo a bilanciere: si potevano così preparare in brevissimo tempo un buon numero di laminette sagomate, di uguale spessore e di uguali dimensioni: lo spessore da me adottato allo scopo di avere una sufficiente solidità meccanica, è di circa 10 μ. Dopo il taglio si eseguiva un accurato esame per verificare lo spessore, la forma e l'omogeneità delle laminette. Esse

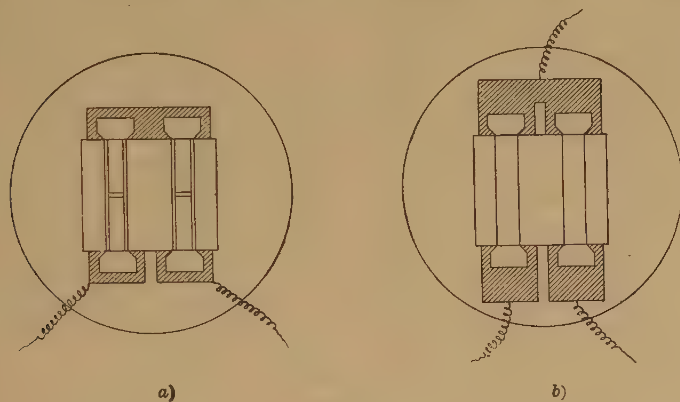


Fig. 2.

venivano infine accuratamente sgrassate e pulite prima di effettuarvi i depositi metallici: passate in una soluzione di soda caustica, lavate poi in acqua distillata, passate di nuovo in alcool, sottoposte ancora ad un prolungato lavaggio in acqua distillata, infine asciugate e pronte così per depositarvi i metalli.

Per la metallizzazione mediante evaporazione mi sono servito, adattandolo al nuovo lavoro, di un apparato costruito nell'Istituto di Fisica della Università di Roma. Esso consiste in una campana di vetro del diametro di 18 cm entro la quale si può ottenere, con un gruppo di pompe a diffusione ad olio ed una pompa preparatrice rotativa, una pressione inferiore a 10^{-7} mm di mercurio. Nella campana sono posti gli elementi da metallizzare ed i fornelletti per la fusione dei metalli. Questi sono di due tipi, secondo il metallo che si deve evaporare: per l'alluminio adopero come fornello un filo di tungsteno ripiegato ad U, attorno al quale è avvolto un filo di allu-

minio puro; per l'antimonio ed il bismuto invece, i fornelli sono costituiti da una corta spirale conica di filo di tungsteno, nel cui interno vengono posti i pezzetti del metallo da evaporare: una corrente elettrica, passando nel filo di tungsteno, provoca la fusione e la conseguente evaporazione del metallo. Questi fornelli vengono opportunamente schermati in modo da lasciar libero solo un piccolo angolo solido, entro il quale vengono posti gli elementi da metallizzare: uno schermo comandato dall'esterno fa sì che il metallo si depositi sulle laminette solamente durante un tempo determinato. Durante tutta l'operazione si mantiene nella campana una pressione inferiore ai 10^{-6} mm di mercurio. Un grosso rubinetto a valvola interrompe la comunicazione tra la campana e le pompe: in tal modo si può far rientrare l'aria nella campana, lasciando interamente in efficienza le pompe a diffusione. Le evaporazioni possono così essere eseguite una dopo l'altra con un intervallo di tempo di circa un quarto d'ora, intervallo necessario al riempimento d'aria della campana, all'eventuale cambio dei fornelli e della superficie da metallizzare, alla chiusura della campana, alla preparazione del vuoto preliminare fatto solo con la rotativa ed all'esecuzione del vuoto definitivo eseguito con le pompe a diffusione: in poche ore così si possono eseguire tutte le operazioni inerenti alla metallizzazione degli elementi.

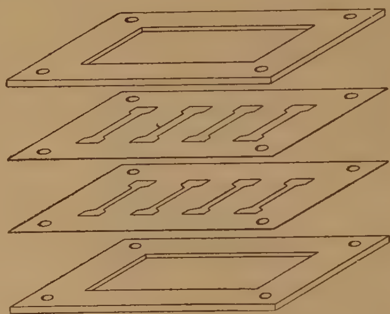


Fig. 3.

Come abbiamo visto nella fig. 1 gli elementi presentano, nelle parti metalliche, delle sagome, che devono essere molto precise come dimensioni e devono sovrapporsi esattamente, sia dalla parte del compensatore che da quella della coppia termoelettrica. Per questa ragione ho usato un piccolo telaio, che blocca le laminette di mica, poste tra due sottili lamine metalliche; esse portano, perfettamente sovrapposte, una, la sagoma del compensatore e l'altra, quella della coppia (fig. 3). Per potere avere poi una piccola serie di elementi che siano stati preparati nello stesso modo, il telaio ha quattro posti: così per ogni evaporazione ottengo quattro elementi gemelli. Non è stato possibile aumentare questo numero per non risentire l'influenza della distanza dal fornello e sopratutto l'influenza della disunifor-

mità di evaporazione presentata da esso: tale influenza fa evidentemente diminuire ai bordi la quantità di metallo evaporato. Per avere poi i rinforzi alle estremità, dopo avere depositato il metallo per evaporazione su tutta la sagoma, su di essa si dispone una mascherina che lascia scoperte solo le estremità dell'elemento, dove, esponendola ulteriormente all'evaporazione, si ottengono dei depositi più spessi. Nella parte posteriore poi si usa un'altra mascherina che limita il deposito soltanto a mezza lamina: questa mascherina viene prima posta su una parte e così si ottiene il semielemento di bismuto ed in seguito, ruotata in modo da portarla all'altra parte, si ottiene, con una successiva evaporazione, il semielemento di antimonio. Poichè le mascherine schermano meno della metà della lamina, si ottiene una sovrapposizione dei due metalli che forma una saldatura estesa 0,5 mm nel senso della lunghezza. Infine una ultima mascherina viene adoperata per rinforzare l'estremità del semielemento di bismuto o di quello di antimonio. La durata della evaporazione permette di regolare gli spessori dei depositi.

Riassumendo, le operazioni si susseguono in questo modo (fig. 4):

1) parte anteriore: deposito di alluminio: sagome intiere;

2) parte anteriore: deposito di alluminio: mascherina 2, deposito solo sulle due estremità;

3) parte posteriore: deposito di antimonio: mascherina 3;

4) parte posteriore: deposito di antimonio: mascherina 4, deposito solo sulla estremità;

5) parte posteriore: deposito di bismuto: mascherina 3;

6) parte posteriore: deposito di bismuto: mascherina 4, deposito solo sulla estremità.

Dopo avere effettuato i depositi metallici, si passa all'annerimento della superficie anteriore.

Il problema dell'annerimento della superficie si può considerare come uno dei più importanti per queste ricerche: è noto infatti che una superficie, per quanto assorbente possa essere, riflette sempre parte dell'energia incidente, specie nell'infrarosso: il coefficiente di riflessione secondo le misure di Coblentz [2] per il nero fumo si mantiene quasi costante dal visibile fino a circa 8 μ, però esso è di circa il 3 per cento: il coefficiente di riflessione per il nero di platino, depositato elettroliticamente, aumenta gradatamente dall'1 per cento nel visibile fino al 3 per cento per lunghezze d'onda di 24 μ. Negli ultimi anni Pfund [3] trovò che il nero di bismuto depositato per evaporazione nel vuoto sotto una pressione di 0,25 mm, ha un coef-

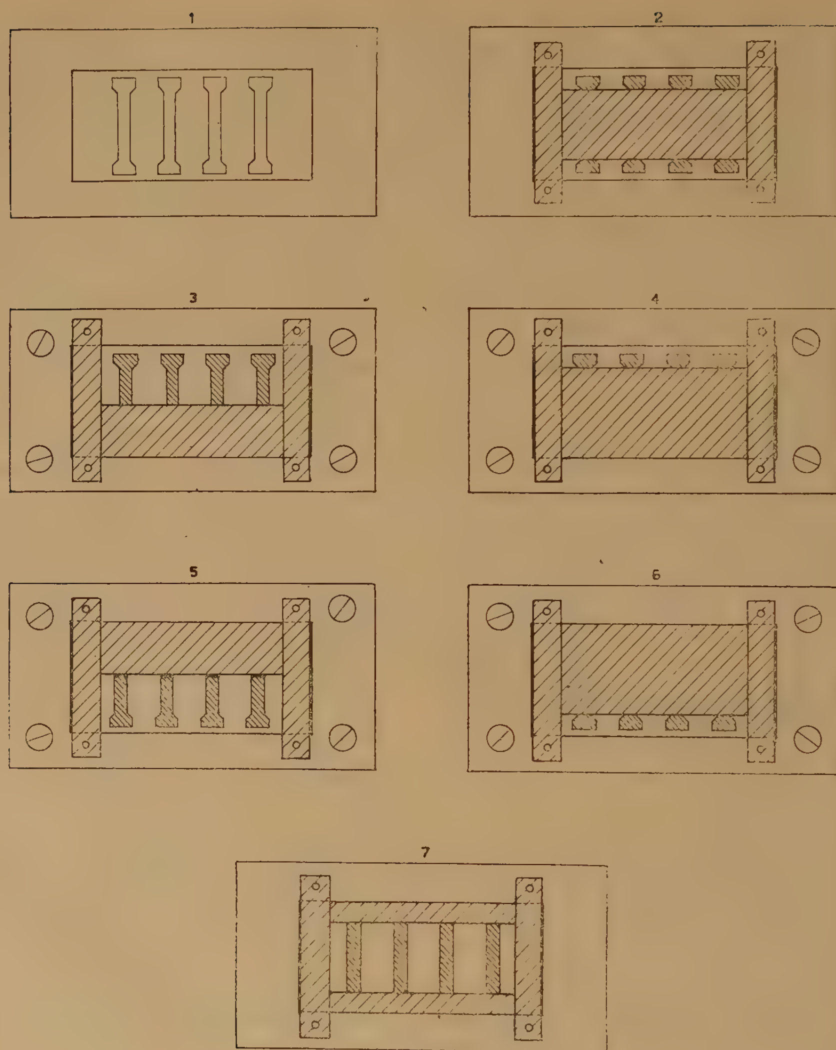


Fig. 4.

ficiente di riflessione dell'1 per cento per lunghezze d'onda comprese tra 0,5 e 13 μ. Per questa ragione ho annerito le lamine col nero di bismuto, adoperando a questo scopo una campana di vetro collegata direttamente con la pompa rotativa: il bismuto viene posto in fornelletti del solito tipo formato da filo di tungsteno a spirale: esso, evaporando, si deposita sulle laminette poste orizzontalmente. Per limitare tale deposito al corpo centrale degli elementi, viene usata

una mascherina del tipo 7) fig. 4, che è fissata, come le prime, al solito telaio; essa però è un po' differente, mentre le prime sono delle lamine che si sovrappongono semplicemente al telaio, quest'ultima presenta invece dei rialzi che si infilano nelle sue sagome, dimodochè la mascherina viene quasi a toccare la mica: ciò si è reso necessario perchè tra la mica e la mascherina verrebbe a crearsi un intervallo di circa mezzo mm, intervallo che sarebbe sufficiente a permettere la diffusione del nero di bismuto anche sulle estremità rinforzate, dato che si opera con pressione non eccessivamente bassa (circa 0,25 mm di mercurio): riducendo questo intervallo a pochi centesimi di mm, posso così eliminare questa difficoltà, che, oltre a tutto, creerebbe un contatto elettrico cattivo, perchè il nero di bismuto è isolante.

Gli elementi così preparati vengono fissati ad un supporto di ebanite (fig. 2) ed il tutto posto in una custodia metallica con opportuni diaframmi anneriti per eliminare l'energia riflessa e diffusa secondo la ben nota disposizione di Ångström.

La misura col metodo di compensazione si effettua calcolando l'energia trasformata in calore per effetto Joule sull'unità di superficie della lamina. Quando questa è costituita da un metallo, la cui resistenza si può considerare entro i limiti dell'approssimazione consentita in queste misure come costante, allora basta conoscere la resistenza r per unità di lunghezza della lamina (che nel caso degli Ångström è di manganina) per ottenere l'intensità della radiazione con la nota formula:

$$I=0,24\frac{i^2r}{a\,b}\,60$$

dove:

I intensità della radiazione in cal/cm^2-minuto primo
i intensità della corrente compensatrice
r resistenza dell'unità di lunghezza della lamina
a coefficiente di assorbimento
b larghezza della lamina.

Poichè nel nostro caso il coefficiente di temperatura della resistenza della lamina non si può considerare trascurabile, allora la intensità della radiazione può essere calcolata determinando la potenza

elettrica trasformata in calore su tutta la lamina e facendo il quoziente rispetto alla superficie totale della lamina stessa. Quindi si ha:

$$I = 0{,}24 \frac{iV}{aS} 60$$

dove:

a coefficiente di assorbimento
i intensità della corrente compensatrice
V differenza di potenziale ai capi del compensatore
S superficie della lamina.

Il fatto di dover fare la misura oltre che della intensità anche della tensione ai capi della lamina compensatrice, non rappresenta praticamente una complicazione in quanto un voltmetro di resistenza molto elevata viene stabilmente collegato con gli estremi della lamina compensatrice: la resistenza di detto strumento si sceglie tale da non introdurre sensibili variazioni della intensità che si legge sul milliamperometro inserito nel circuito compensatore.

Per avere una idea della precisione del metodo, possiamo trovare l'errore relativo passando ai logaritmi e differenziando

$$\left|\frac{dI}{I}\right| = \left|\frac{da}{a}\right| + \left|\frac{di}{i}\right| + \left|\frac{dV}{V}\right| + \left|\frac{dS}{S}\right|$$

poichè i, V ed S possono difficilmente essere misurati correntemente con una precisione maggiore dell'1 per mille, supponendo il coefficiente di assorbimento determinabile con la stessa precisione, le misure assolute della radiazione sono affette da un errore di circa il 0,4 per cento. Ma tale coefficiente viene determinato con una approssimazione di circa il 0,5 per cento, ciò che fa salire l'errore totale relativo a circa l'1 per cento.

Prima del montaggio definitivo degli elementi, vengono determinate le seguenti loro caratteristiche:

a) superficie della lamina;

b) resistenza del compensatore;

c) resistenza della coppia termoelettrica;

d) sensibilità, alla temperatura ambiente di 20° C, della coppia termoelettrica (f.e.m. e coefficiente di assorbimento) alla radiazione;

e) sensibilità, alla temperatura ambiente di 20° C, dell'apparato alla compensazione.

Oltre alla superficie, che è una costante dell'elemento, necessaria

al calcolo della radiazione, si misurano le caratteristiche elettriche che sono utili per potere avere una serie di elementi per quanto possibili uguali tra loro. Inoltre ho aggiunto le misure della sensibilità dell'apparato alla radiazione ed alla compensazione che mi permettono di determinare la precisione consentita sperimentalmente: ho chiamato perciò sensibilità dell'apparato alla radiazione, la f.e.m. della coppia termoelettrica, quando su un elemento del pireliometro incida la radiazione di una lampada Hefner-Áltenek, posta alla distanza di un metro ed alla temperatura ambiente di 20°: essa si misura quindi in volt/Hefner-metro: ed inoltre ho chiamato sensibilità alla compensazione, la potenza elettrica necessaria per potere avere lo spostamento di una divisione nel galvanometro collegato con la coppia termoelettrica sempre alla temperatura ambiente di 20° e quindi, con opportune riduzioni, essa si misura in cal./minuto-cm^2-volt.

Le caratteristiche geometriche sono state determinate con un comparatore con la precisione del millesimo di mm: le resistenze elettriche sono state misurate con un ponte di Wheatstone. Di ciascun supporto infine ho determinato la resistenza dei conduttori del compensatore: ciò perchè, misurando la differenza di potenziale ai capi dei morsetti esterni del pireliometro, parte dell'energia sviluppata per effetto Joule, viene dissipata in questi conduttori: essa però è molto piccola, e come vedremo, minore dell'1 per mille di quella totale, e quindi può essere del tutto trascurata. Gli elementi finiti, dopo la determinazione delle loro caratteristiche e finchè non sono collocati nell'apparato, vengono chiusi in fialette protettrici di vetro.

Con questo nuovo tipo di pireliometro ho eliminato in gran parte i seguenti inconvenienti presentati dal tipo classico:

1) l'errore sistematico indicato da Ångström (4) stesso, che ha origine in una disuguaglianza di temperatura tra la laminetta riscaldata per radiazione e quella per effetto Joule: tale differenza è dovuta al fatto che la distribuzione della temperatura dentro le laminette non è uguale, poichè esiste un gradiente termico secondo lo spessore di ciascun elemento: questo effetto è notevole dato lo spessore relativamente grande degli elementi del tipo classico;

2) la notevole delicatezza e fragilità degli elementi preparati per laminazione; la loro costruzione infatti ed il loro montaggio sono estremamente delicati e complessi, poichè si tratta di striscie metalliche e di laminette di mica dello spessore del centesimo e del millesimo di mm, della larghezza di un paio di mm e della lun-

ghezza di un paio di cm. Il loro montaggio richiede poi una cura particolare poichè tutte e tre le laminette devono rimanere perfettamente allineate;

3) la piccola resistenza presentata dalle laminette di manganina: gli elementi infatti che vengono assottigliati per via meccanica, non possono avere, per evidenti ragioni di solidità, uno spessore inferiore al centesimo o al massimo a qualche millesimo di mm: si comprende così che la loro resistenza elettrica risulta essere dell'ordine del decimo di ohm, quindi per la laminetta compensatrice occorrono delle correnti notevoli dell'ordine dell'ampére, correnti che vi producono delle cadute di potenziale dell'ordine del decimo di volt: ciò significa che, supponendo l'uso di un accumulatore ad un solo elemento, più di nove decimi dell'energia elettrica vengono dissipati nelle resistenze regolatrici della corrente stessa.

Per dare una idea della regolarità di funzionamento di questo nuovo tipo di pireliometro, riporto qui a titolo di esempio alcuni dati relativi ad una serie di misure della intensità della radiazione solare eseguite con esso in Roma; contemporaneamente la radiazione veniva misurata con un attinometro campione di Linke e Feussner. Le misure sono state effettuate con un milliamperometro con 150 mA e con un voltmetro a 6 volt: le letture erano affette da un errore dell'1 per mille: la corrente compensatrice era erogata da una pila a secco ad un solo elemento.

Pireliometro nuovo tipo

elemento n. 7		elemento n. 8
S=0,443 cm^2		S=0,457 cm^2
R=25,24 ohm		R=22,18 ohm
	sensibilità alla radiazione in μ volt/Hefner-metro	
0,13		0,18
	sensibilità alla compensazione in cal/minuto-cm^2 -μ volt	
0,0045		0,0056

Nella serie di misure della radiazione solare, per valori compresi tra 0,9 e 1,3 cal./minuto-cm^2, ho calcolato il rapporto tra i valori ottenuti con il pireliometro nuovo tipo e quelli ottenuti con l'attinometro campione: ho trovato così che questo rapporto è rimasto

costante, con uno scarto medio del 2 per mille, che rientra nei limiti degli errori sperimentali.

Roma - Istituto Nazionale di Geofisica - luglio 1947.

RIASSUNTO

Nella presente nota è descritto un nuovo tipo di pireliometro di Ångström, i cui elementi compensatori sono stati realizzati dall'A. mediante evaporazione di metalli nel vuoto. Questo nuovo tipo è notevole per la precisione raggiunta e per la sua praticità.

BIBLIOGRAFIA

(1) K. Ångström: Phys. Rev. I, 1894, p. 365: Annalen der Physik 67, 1899, p. 633.
(2) W. W. Coblentz: Bull. of Bureau of Standards IX, 1913, p. 283.
(3) A. H. Pfund: Rev. of Scient. Instrum. 1, 1930, p. 397.
(4) K. Ångström: Meteorol. Zeitsch. XXXI, 1914, p. 369.

SUI COEFFICIENTI DI CORRELAZIONE TRA LE TEMPERATURE MEDIE MENSILI

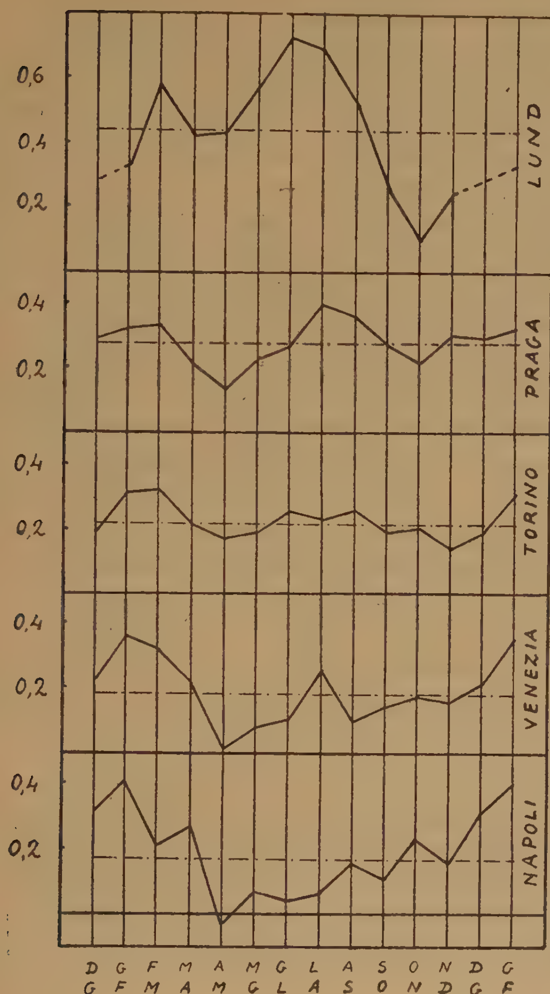
G. Lovera

Oggetto di questa breve nota è il confronto dei coefficienti di correlazione tra le temperature medie di mesi successivi per cinque località: Napoli, Torino, Venezia, Praga, Lund, allo scopo di mettere in evidenza l'effetto della latitudine della stazione sull'entità e sull'andamento annuo dei coefficienti stessi.

I calcoli per Napoli sono stati eseguiti sui dati da una série di 60 anni, dal 1866 al 1925, desunti, per l'intervallo 1866-1890, da una memoria di F. Eredia (1), e per l'intervallo 1901-1925 da una di S. Aurino (2). I dati di Torino sono quelli già riportati in una precedente nota (3). Per Venezia, mi sono avvalso di una serie di 105 anni, dal 1836 al 1940, i cui dati sono contenuti in tre memorie, rispettivamente di A. Berti (1836-1855) (4), M. Tono (1856-1875) (5), e di F. S. Zanon (6), e, per gli anni successivi al 1925, nei bollettini dell'Osservatorio Geofisico del Seminario Patriarcale pubblicati, a cura dello Zanon (che ringrazio dei dati fornitimi), negli Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti. I valori di Praga sono stati

Tabella I — *Coefficienti di correlazione*

Località Latitudine	Napoli 40,9°	Torino 45,05°	Venezia 45,4°	Praga 50,1°	Lund 55,7°
Mesi					
Gennaio-Febbraio	0.41	0.31	0.36	0.32	0.33
Febbraio-Marzo	0.21	0.32	0.32	0.33	0.58
Marzo-Aprile	0.27	0.21	0.21	0.21	0.42
Aprile-Maggio	0.03	0.17	0.01	0.13	0.43
Maggio-Giugno	0.07	0.18	0.07	0.23	0.57
Giugno-Luglio	0.04	0.25	0.10	0.27	0.73
Luglio-Agosto	0.07	0.23	0.25	0.40	0.69
Agosto-Settembre	0.16	0.25	0.09	0.36	0.52
Settembre-Ottobre	0.11	0.19	0.14	0.27	0.26
Ottobre-Novembre	0.23	0.20	0.17	0.22	0.10
Novembre-Dicembre	0.16	0.14	0.16	0.30	0.24
Dicembre-Gennaio	0.32	0.19	0.22	0.29	—
Media	0.17	0.22	0.18	0.28	0.44



calcolati su di una serie di dati delle temperature medie mensili ed annue, abbracciante un periodo di 165 anni, dal 1775 al 1939, pubblicata da Hlaváč (7). Infine, i dati di Lund sono stati attinti da una tabella di un manuale di Charlier (8); per questa stazione manca il coefficiente di correlazione fra dicembre e gennaio.

Nella tabella sono riportati i coefficienti di correlazione per le località suddette, e le rispettive latitudini.

Dal confronto di questi dati appaiono delle regolarità degne di rilievo. Per la località di Napoli c'è un'unica oscillazione annua del coefficiente di correlazione, con valori alti nel semestre invernale e bassi nel semestre estivo; il fatto che i coefficienti siano stati calcolati su un periodo di soli 60 anni dà ragione di qualche fluttuazione irregolare nell'andamento annuo. Per le altre quattro stazioni, si riscontrano un massimo invernale ed uno estivo, separati da minimi nelle stagioni di transizione. E' da notare che il massimo estivo, mancante a Napoli e secondario a Torino e Venezia, acquista man mano importanza passando alle stazioni a latitudine più alta prese in considerazione: a Praga esso è già predominante rispetto a quello invernale, ed il distacco tra i due cresce ancora per Lund. La posizione del minimo assoluto è meno caratteristica: cade in primavera a Napoli, Venezia e Praga, in autunno a Torino e Lund. Altra rego-

larità interessante è che i valori dei coefficienti di correlazione in linea di massima crescono con la latitudine, il che appare con particolare evidenza nelle medie annue dei coefficienti stessi (sola eccezione: Venezia rispetto a Torino, che si trova d'altronde praticamente alla sua stessa latitudine). Questo comportamento è sopratutto spiccato per i mesi primaverili ed estivi; in autunno ed inverno c'è un maggiore livellamento (o addirittura un'inversione di andamento, come per i coefficienti di ottobre-novembre): ciò è evidente in relazione col fatto osservato dianzi, che il massimo invernale perde progressivamente di importanza relativa per le località a maggiore latitudine.

Anche il valore globale annuo del coefficiente di correlazione tra due mesi qualsiasi, non necessariamente contigui, (calcolato secondo il procedimento indicato in una precedente nota) (9) per quanto piccolo, presenta lo stesso andamento crescente da Napoli a Lund, salvo anche qui l'eccezione di Venezia rispetto a Torino: Napoli +0,028; Torino +0,080; Venezia +0,047; Praga +0,111; Lund +0.237.

I presenti risultati concordano nel convalidare la circostanza, che le manifestazioni termiche siano più legate tra di loro alle alte latitudini, che non alle basse; a conclusioni analoghe si è del resto condotti anche per altri fattori meteorologici.

Torino - Istituto di Fisica dell'Università - giugno 1947.

RIASSUNTO

Dal confronto dei coefficienti di correlazione tra le temperature medie di mesi successivi, calcolati per cinque località, Napoli, Torino, Venezia, Praga, Lund, risulta che essi crescono, in media, concordemente con la latitudine. Vengono inoltre messe in rilievo delle regolarità riguardanti l'andamento annuo dei medesimi.

BIBLIOGRAFIA

(1) Eredia F., *La temperatura in Italia.* Ann. Uff. Centr. Met. Geod. It., XXXI, 1 (1909).

(2) Aurino S., Mem. Uff. Centr. Met. Geof., *V* (s. III).

(3) Lovera G., Atti R. Acc. Sc. Torino, *78*, 76, (1942-43).

(4) Berti A., Atti I. R. Istituto Veneto Sc. Lett. Arti (1858).

(5) Tono M., *Il clima di Venezia*, in « La Provincia di Venezia » di L. Sormani Moretti (1888).

(6) Zanon P. F. S., Atti R. Ist. Veneto Sc. Lett. Arti, *86* (1926-27).

(7) Hlavac V., Met. Zs., *57*, 267 (1940).

(8) Charlier C. V. L., *Vorlesungen über die Grundzüge der Mathematischen Statistik*. Lund, 92 (1931).

(9) Lovera G., Atti R. Acc. Sc. Torino, 77, 341 (1942).

ULTERIORI ELEMENTI A SOSTEGNO DI UNA CORREZIONE PER I VALORI DELLA GRAVITA'

CARLO MORELLI

1. — Com'è noto, la maggior parte delle misure di gravità eseguite sulla Terra sono *relative*, cioè derivano da misure nelle quali è stata determinata *la differenza* di gravità fra le stazioni. Ciò perchè le misure relative presentano minori difficoltà e sono molto più precise di quelle assolute.

Ma questo implica che almeno un valore assoluto deve essere misurato con la massima precisione possibile, per servire quale *caposaldo di riferimento*.

2. — Quale caposaldo internazionale di riferimento per le misure di gravità venne convenzionalmente accettato nel 1911 il valore misurato a Potsdam da KÜHNEN e FURTWGÄNGLER (g=981,274 cm/sec ^{2}), dato che l'accuratezza con cui vennero condotte le esperienze e la lunga serie di misure eseguite (1898-1906) facevano ritenere allora questo valore molto esatto (errore medio = ± 0,003), di gran lunga più preciso delle altre misure assolute precedenti. A questo caposaldo internazionale il BORRAS riferì nel 1909, previa opportuna compensazione, i valori degli altri capisaldi nazionali allora esistenti, dando così origine al cosiddetto *sistema di Potsdam*. Tutte le misure di gravità successive furono da allora calcolate in questo sistema.

3. — Soltanto nel 1936, allorchè venne pubblicato il nuovo valore assoluto misurato a Washington da HEYL - COOK (g=980,080±0,003), si riscontrò una notevole differenza col valore trasportato a Washington (nel sistema di Potsdam) mediante una misura relativa dal BROWN nel 1933 (g=980,100).

Anche la pubblicazione (1939) del valore di una successiva misura assoluta eseguita dal CLARK a Teddington (g=981,1815±0,0015) mise in evidenza un valore molto più basso di quello che nello stesso posto veniva accettato col sistema di Potsdam (g=981,1953).

Invece un collegamento di Washington con Teddington effettuato

nel 1939 da BROWNE e BULLARD trovava una differenza in buon accordo con i risultati delle due misure assolute precedenti.

4. — Dopo aver eseguito la *compensazione della rete internazionale delle stazioni di riferimento* [1] e posta così la premessa per un confronto più attendibile fra i valori assoluti misurati nelle varie stazioni, lo scrivente metteva in evidenza, sulla base soprattutto delle due misure moderne di Washington e Teddington, il probabile errore di cui si rivelava ora affetto il valore di Potsdam [2].

Alle stesse conclusioni pervenivano, in maniera del tutto indipendente, BROWNE e BULLARD [3] in Inghilterra, e DRYDEN [4] [5] negli U.S.A.

Contemporaneamente lo scrivente esponeva l'opportunità di abbandonare il valore convenzionale di Potsdam quale caposaldo internazionale di riferimento, e di ricavare questo valore non da una sola, ma da tutte le misure assolute moderne, sulla base delle differenze fra di esse risultanti dalla recente compensazione [6] [7].

In conclusione, *la correzione più probabile da apportarsi ai valori del sistema di Potsdam per passare al nuovo sistema internazionale veniva indicata in*

$$-0{,}016 \pm 0{,}002 \text{ cm.sec}^{-2}. \quad (1)$$

5. — Le proposte sullo stesso argomento avanzate *indipendentemente* sono:

a) Dal Sotto-Comitato per la gravità del « Nat. Res. Council Committee on Fundamental Physical Constants », sulla base del riesame del risultato di Potsdam effettuato dal Dryden [4]: — 0,017. In una pubblicazione successiva S. HAMMER [8] dimostrava però che, in seguito ad un nuovo collegamento (1946) di grande precisione con gravimetro WYCKOFF fra le varie stazioni di riferimento a Washington, la differenza determinata dal BROWN nel 1933 è molto probabilmente errata di 2 mgal, per cui la correzione per Potsdam diventa:

$$-0{,}015. \quad (2)$$

b) Dal CLARK [9], che sulla base del valore 981,262 rielaborato per Potsdam dal DRYDEN [4], dei valori assoluti sopra menzionati per Washington e Teddington e delle differenze Potsdam-Washington BROWN 1933, Washington-Teddingon BROWNE-BULLARD 1939 e Ted-

dington-Potsdam BULLARD-JOLLY 1936, ricavava col metodo dei minimi quadrati:

$$-0{,}0145\,; \quad (3)$$

mentre introducendo nei calcoli Potsdam col valore originale 981,274, la correzione si ridurrebbe a — 0,0085.

6. — Come si vede, *i valori* (2) *e* (3) *confermano pienamente il valore* (1) *da noi proposto per la correzione al sistema di Potsdam.* Tenendo conto però della differenza rivelata da S. Hammer ([8]), il valore medio fra i precedenti (1) (2) (3) sembra ora il più adatto per la correzione proposta; per cui si avrebbe:

Sistema Internazionale = Sistema di Potsdam — 0,015 cm.sec — ². (4)

7. — Mentre rimandiamo il lettore alle considerazioni già esposte nelle precedenti Note ([2]) ([6]) ([7]) sull'opportunità di una adozione del nuovo Sistema internazionale di riferimento proposto per le misure di gravità, ed alle conseguenze che ne deriverebbero, osserviamo ancora che:

a) la proposta sarebbe ormai pienamente giustificata da quanto sopra, e il valore (4) proposto per la correzione al sistema di Potsdam deriva da valori molto concordanti, tanto da ritenersi sufficientemente attendibile;

b) non sembra probabile che nuove misure assolute col pendolo possano avanzare sensibilmente nella precisione, e quindi variare i risultati precedenti di quantità degne di rilievo ([10]);

c) mentre per le misure dell'altezza barometrica, che varia con l'accelerazione delle gravità, viene assunto come valore di riferimento quello alla latitudine di 45°, al livello medio del mare (accettato per convenzione in 980,665 dalla Quinta Conferenza Internazionale per i Pesi e le Misure, 1913), e lo stesso valore venne adoperato per la definizione della pressione atmosferica cui riferire i punti di ebollizione nella Scala internazionale della temperatura (Settima e Ottava Conf. Gen. Pesi e Misure, 1927 e 1933), per detto valore l'International Meteorological Committee accettava il valore arrotondato 980,62 ([11]); converrebbe perciò eliminare questa diversità di valori internazionalmente accettati, tenendo conto per es. della formula internazionale Cassinis-Silva 1930 adattata al nuovo Sistema internazionale (nel sistema di Potsdam essa fornisce a 45° il valore 980,6294).

La questione sembra quindi ormai matura per la discussione in sede internazionale, per cui è da auspicare che essa venga portata ad una prossima Assemblea dell'Unione Geodetica e Geofisica Internazionale, in modo da richiamare l'attenzione sul problema e da portare conseguentemente ad una soluzione definitiva.

Trieste - Osservatorio Geofisico dell'I.N.G. - giugno 1947.

RIASSUNTO

I valori della gravità basati sul sistema in uso (Sistema di Potsdam) necessitano di una correzione, dell'ordine di —0,015 cm. sec^{-2}*: a questo risultato si è pervenuti indipendentemente in Inghilterra, U.S.A. e Italia.*

BIBLIOGRAFIA

(1) MORELLI C.: *Compensazione della rete internazionale delle stazioni di riferimento per le misure di gravità relativa* (Boll. Soc. Adriatica Scienze Nat., vol. XLI, Trieste 1946).

(2) MORELLI C.: *Su una correzione per i valori della gravità.* (Atti Acc. Naz. Lincei, Roma, s. VIII, Vol. I, fasc. 7-8, pg. 846-853).

(3) BROWNE B. C. e BULLARD E. C.: *Comparison of the acceleration due to gravity at the National Laboratory, Teddington and the Bureau of Standard. Washington, D. C.* (Proc. R. Soc. London, A., 960, 165, pag. 110-117, March 1940).

(4) DRYDEN H. L.: *A reexamination of the Potsdam Absolute Determination of Gravity.* (Jour. Research Nat. Bureau of Standards, vol. 29, n. 5, 1942, pg. 303-314).

(5) DRYDEN H. L.: *Absolute Gravity-Determinations.* (Nat. Research Council American Geoph. Union, Transactions of 1943, Part. I, Washington, D. C., 1943, pg. 42-43).

(6) MORELLI C.: *Per un sistema di riferimento « internazionale » delle misure di gravità. Nota preliminare.* (Geofisica pura ed applicata, vol. VIII, fasc. 3-4, Milano 1946).

(7) MORELLI C.: *Nouvelle contribution en favour d'un sistéme international de mesures de gravité.* (Bull. Géodés. n. 3, Paris 1947).

(8) HAMMER S.: *Gravimeter ties between gravity base stations in Washington D. C.* (Transactions American Geophysical Union, vol. 28, n. 2, aprile 1947).

(9) CLARK J. S.: *The acceleration due to gravity.* (A discussion on Units and Standards, Comm. from the Nat. Phys. Lab., 21 march 1946).

(10) Forse qualche nuovo elemento potranno apportare le misure della gravità eseguite mediante l'osservazione del tempo di caduta libera di gravi nel vuoto; una tale misura è in preparazione al Bureau Internat. des Poids et Mesures ad opera di CH. VOLET (*Sur la mesure absolue de la gravité.* C. R. Ac. Sc. Paris, 222, pg. 373-375, 11 fevr. 1946).

(11) Organisation Météorologique Internationale. — Comm. Mét. int., Proc. verb. — Berlin, (1939); Lausanne, 45, 75, (1941).

CONTRIBUTO ALLO STUDIO DELLE ONDE « M »

M. Giorgi - P. E. Valle

Premessa.

E' noto che, nei riguardi delle onde *M* entro piccole distanze epicentrali, si è ben lontani dal possedere la quantità di osservazioni e dati che si ha per distanze medie e grandi.

Abbiamo quindi ritenuto opportuno utilizzare un certo numero di registrazioni del terremoto del 16 ottobre 1940 (Monte Amiata), al fine di trarre qualche risultato, anche quantitativo, relativamente alla propagazione, alla dispersione e assorbimento delle onde suddette.

Il terremoto del Monte Amiata costituì la fase culminante di una notevole attività sismica locale, manifestatasi da circa un anno prima con una serie di scosse che precedettero e seguirono la scossa principale. Le coordinate epicentrali, la profondità e il tempo origine sono stati calcolati da M. Giorgi (1).

$\varphi = 42° \, 50',8$ N $\qquad \lambda = 11° \, 40',5$ E

$h = 30$ Km. $\qquad H = 14^h \, 17^m \, 33^s,1$

Il grado di intensità nella zona più colpita fu valutato fra l'VIII e il IX della scala Mercalli.

La profondità ipocentrale e alcuni dati riguardanti la direzione iniziale del moto del suolo, starebbero ad indicare che la perturbazione iniziale avvenne in prossimità del limite inferiore dello strato del granito e si manifestò con un brusco sollevamento.

Limite inferiore di emersione delle onde.

Nel caso di registrazioni relative ad Osservatori non molto lontani dall'epicentro (200-300 km) non è sempre facile individuare l'istante in cui comincia ad apparire la fase *M*; questa infatti non è ancora sufficientemente distaccata dalle fasi che la precedono. La questione del limite inferiore della distanza epicentrale alla quale possono emergere le onde di Rayleigh, è stata studiata da H. Nakano (2). Egli, partendo da alcune ipotesi semplificative, per rendere meno ardua la trattazione matematica del problema, arriva a stabilire che le onde

di Rayleigh possono cominciare ad apparire in punti della superficie, che non sono immediatamente al di sopra del centro di perturbazione e si propagano sulla superficie libera con un tempo $t = K\,\Delta$, uguale cioè a quello che si avrebbe se esse avessero origine all'epicentro simultaneamente alla perturbazione iniziale.

L'inizio della fase non è brusco, ma graduale ed il tempo $t = K\,\Delta$ rappresenta quindi l'istante di emersione della fase stessa, la quale assume progressivamente il valore massimo dell'ampiezza più o meno rapidamente.

Nelle zone non molto lontane dall'epicentro, non si nota questo aumento graduale, perchè è mascherato da altri tipi di onde la cui ampiezza si mantiene ancora dello stesso ordine di grandezza di quella delle onde di Rayleigh.

Nakano dà, in definitiva, non la distanza alla quale l'ampiezza dell'onda diviene notevole, bensì un limite inferiore per la sua comparsa nel sismogramma.

La fase può cominciare ad emergere in due diversi punti, a seconda che all'origine è nullo il potenziale della distorsione o della dilatazione.

Nel caso reale di un terremoto, la natura delle forze all'origine sarà tale da produrre, in genere, simultaneamente onde di dilatazione e di distorsione.

In ogni modo, nel primo caso, le onde di Rayleigh possono apparire quando la distanza epicentrale soddisfa alla relazione:

$$\Delta > \frac{v_M\, h}{\sqrt{v_P^2 - v_M^2}} \qquad [1]$$

Un altro sistema delle stesse onde può emergere quando la distanza epicentrale soddisfa a quest'altra relazione:

$$\Delta > \frac{v_M\, h}{\sqrt{v_S^2 - v_M^2}} \qquad [2]$$

dove h è la profondità ipocentrale, v_M, v_P e v_S, sono rispettivamente la velocità delle onde di Rayleigh, delle longitudinali e trasversali.

Nella zona compresa tra i limiti indicati dalle [1] e [2], le onde di Rayleigh precedono le onde di distorsione, ma seguono sempre le irrotazionali.

Con l'aumentare di Δ le onde superficiali divengono sempre meglio individuabili. Esse non assumono la loro piena ampiezza nella vicinanza dell'epicentro, a causa di fenomeni di interferenza con onde di altri tipi; valori maggiori per le ampiezze vengono raggiunti quando Δ diviene grande rispetto ad h.

Nakano è del parere che i suoi risultati, pur riferendosi ad una trattazione bidimensionale del problema, nell'ipotesi di una sorgente lineare e nelle altre consuete ipotesi di omogeneità ed isotropia del mezzo, nel caso che si dovesse tener conto di una struttura stratificata, nonchè di eventuali discontinuità, variazioni della velocità con la profondità ecc., conserverebbero, in genere, la loro validità, modificandosi soltanto la distribuzione delle ampiezze e dell'energia, sopratutto per la formazione di nuovi tipi di onde.

Il nostro studio, come abbiamo premesso, si limita alle onde *M* che costituiscono, generalmente, la parte più cospicua della cosiddetta fase principale di un sismogramma, costituita da onde superficiali di diversa specie ([3]).

Le onde *M* non hanno tutti i caratteri delle onde di Rayleigh; infatti, per esempio, mentre queste ultime vibrano nel piano principale, individuato dal centro della terra — epicentro — luogo di osservazione, le onde *M* oscillano generalmente in piani diversi e anche ruotanti intorno alla direzione della propagazione ([4]).

Numerose teorie sono state sviluppate per spiegare la natura e la propagazione delle onde superficiali; nessuna può dirsi veramente esauriente e tale da permettere di tradurre in forma quantitativa le caratteristiche di queste onde così come appaiono dalle registrazioni. E' anche da notare che, in base ai risultati dell'esperienza, a causa del carattere delle onde stesse e della diversità degli strumenti posseduti da ciascun Osservatorio, nonchè della particolare natura dello strato sottostante al luogo di osservazione, che potrebbe avere un'azione selettiva, la fase può presentarsi differente nelle varie registrazioni.

Nel nostro caso, esempi cospicui di onde superficiali massimali, compaiono già a brevi distanze dall'epicentro e non si è potuto metterne in dubbio l'esistenza a distanze non eccessivamente grandi rispetto ad h; p. es. è evidente la comparsa della fase nei sismogrammi dell'Osservatorio di Perugia, che dista appena 66 km dall'epicentro.

Non abbiamo tuttavia ritenuto opportuno tener conto dei sismo-

grammi di questa stazione, nel calcolo della dromocrona, sopratutto per l'incertezza dell'inizio, aggravata dal fatto che su qualcuna delle componenti sono saltate le penne registratrici.

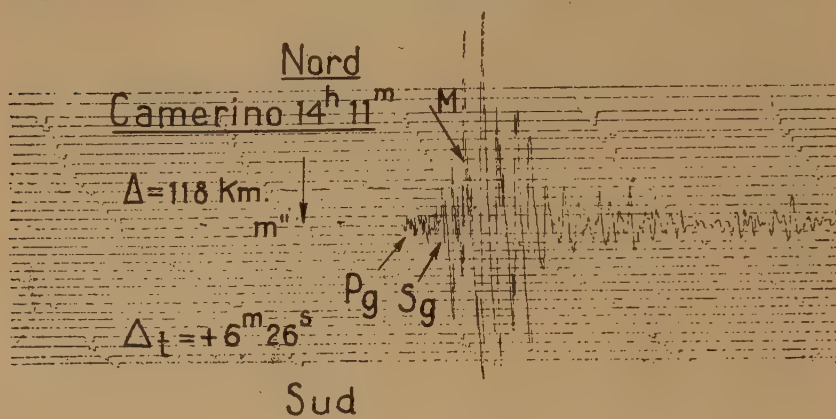


Fig. 1.

Chiari inizi di onde *M* si sono avuti in quasi tutte le successive Stazioni, a cominciare da Camerino che si trova a 118 km dall'epicentro. Del resto i limiti di emersione della fase secondo la [1] e la [2] assumendo per le velocità delle onde longitudinali e trasversali dirette i valori già calcolati ([1]) di 5,16 km. sec.$^{-1}$ e 3,02 km sec.$^{-1}$ e per le *M* di valore 2,60 km sec.$^{-1}$, quale è risultato dalla presente ricerca per distanze epicentrali inferiori ai 300 km, sono di circa 18 e 51 km per i due sistemi rispettivamente.

Trascurando i dati della Stazione di Perugia e prendendo in considerazione quelli da Camerino in poi, si esce comunque dai limiti restrittivi imposti dalla teoria di Nakano.

Dromocrone.

Le distanze epicentrali sono state calcolate con i noti metodi ([5]).

Per il calcolo delle dromocrone ci siamo serviti dei dati di 16 Osservatori.

Abbiamo ritenuto dover attribuire lo stesso peso a tutti i dati per un'ovvia impossibilità di stabilire obbiettivamente il grado di attendibilità di ciascuno di essi. Durante lo studio è apparso, in maniera molto evidente, un divario nei tempi di tragitto relativi a stazioni vicine all'epicentro e contenute in un raggio di 300 km e le altre.

I tempi di tutte le stazioni non potevano raccordarsi su un'unica dromocrona, se non a costo di inammissibili scarti.

Si è dovuto allora distribuire i dati delle osservazioni in due gruppi distinti.

Il primo gruppo comprende i dati di Camerino, Prato, Roma, Piacenza, Napoli I (Istituto di Fisica Terrestre dell'Università), Napoli II (Seminario di Capodimonte). A questo gruppo segue Trieste il cui tempo si raccorda molto meglio con quelli relativi alle stazioni più lontane dall'epicentro.

Quanto esposto testimonia una evidente discontinuità tra gli Osservatori situati da parti opposte dell'asse della valle Padana.

I risultati delle osservazioni del primo gruppo sono contenuti nella tabella n. 1.

TABELLA N. 1

N°	Stazione	Coordinate φ gradi	primi	λ gradi	primi	Δ km	M-H sec.	Scarto km	Scarto %
1	Perugia	43	06,7	12	22,9	66	31,4	—	—
2	Camerino	43	08,0	13	04,0	118	44,6	—3,3	2,8
3	Prato	43	53,0	11	05,5	124	45,6	—6,7	5,4
4	Roma	41	54,2	12	30,8	125	53,1	+11,8	9,4
5	Piacenza	45	03,0	09	40,0	293	112,9	—0,8	0,3
6	Napoli I	40	50,4	14	15,6	310	117,3	—6,4	2,1
7	Napoli II					310	121,9	+5,6	1,8

La dromocrona più probabile è risultata la seguente:

Δ in km
t_M in sec.

$$t_M = \frac{\Delta}{2{,}60 \pm 0{,}08} + 0{,}48 \qquad [3]$$

Gli scarti, contenuti nella tabella n. 1, dato il carattere dell'onda, non sono eccessivi.

I dati delle successive nove stazioni, si trovano raccolti nella tabella n. 2.

TABELLA N. 2

N°	Stazione	Coordinate φ gradi	primi	λ gradi	primi	Δ km	M-H sec.	Scarto km	Scarto %
8	Trieste	45	38,6	13	45,1	352	122,9	+ 7,1	2,0
9	Coira	46	51,0	09	32,2	475	163,9	+ 6,7	1,4
10	Neuchâtel	46	59,8	06	57,4	592	204,9	+12,3	2,1
11	Belgrado	44	49,3	20	27,3	739	240,9	—27,1	3,7
12	Jena	50	56,1	11	35,0	898	308,9	+17,2	1,9
13	Sofia	42	41,9	23	20,3	953	311,4	—30,3	3,2
14	De Bilt	52	06,0	05	11,0	1138	384,4	+22,7	0,3
15	Toledo	39	52,9	—04	02,9	1353	462,9	+ 3,0	1,7
16	Copenhagen	55	41,0	12	27,0	1429	476,9	—11,5	0,8
17	Abisko	68	20,5	18	49,0	2869	—	—	—

La dromocrona più probabile è risultata la seguente:

Δ in km
t_M in sec.

$$t_M = \frac{\Delta}{2{,}99 \pm 0{,}02} + 2{,}81 \qquad [4]$$

Gli scarti risultano anche qui non eccessivi.

Se non si fossero utilizzati i dati degli Osservatori di Belgrado, Sofia e Toledo, si sarebbe trovato il raccordo dei punti nel piano spazio-tempo, su una curva che avrebbe dato un lento ma graduale aumento della velocità con la distanza molto significativo; peraltro a causa del numero dei dati non eccessivamente grande non avrebbe avuto quel valore di attendibilità che viene ad avere la retta sia pure con scarti lievemente diversi.

E' da notare che l'aumento della velocità per le maggiori distanze, non è solo da attribuire al diverso valore delle costanti elastiche del mezzo attraversato dalle onde *M*, bensì anche, seppure nel nostro caso non possa precisarsi quantitativamente, ad un vero e proprio effetto di dispersione e assorbimento combinati.

Il valore $v_M = 2{,}60$ kmsec.$^{-1}$, trovato per le zone a Sud dell'asse della Valle Padana, costituisce un'ulteriore conferma, ottenuta per altra via, della diversità delle costanti elastiche e probabilmente anche della densità di queste regioni rispetto alle zone a Nord di detto asse.

Studi precedenti iniziati da P. Caloi, hanno dato per le velocità delle onde dirette nello strato superficiale a Sud della Valle Padana, i seguenti risultati:

	Pg	Sg
P. Caloi (6)	5,2 km sec.$^{-1}$	3,01 km sec.$^{-1}$
E. Rosini (7)	5,25 »	3,06 »
M. Giorgi (1)	5,16 »	3,02 »

mentre nelle zone a Nord (Europa Centro-Settentrionale) i valori medi delle velocità risultano per le onde Pg pari a 5,6 ÷ 5,7 km sec.$^{-1}$ e per le Sg 3,3 ÷ 3,5 km sec.$^{-1}$.

Uno studio gravimetrico di P. Dore (8) è in accordo con i risultati sismici.

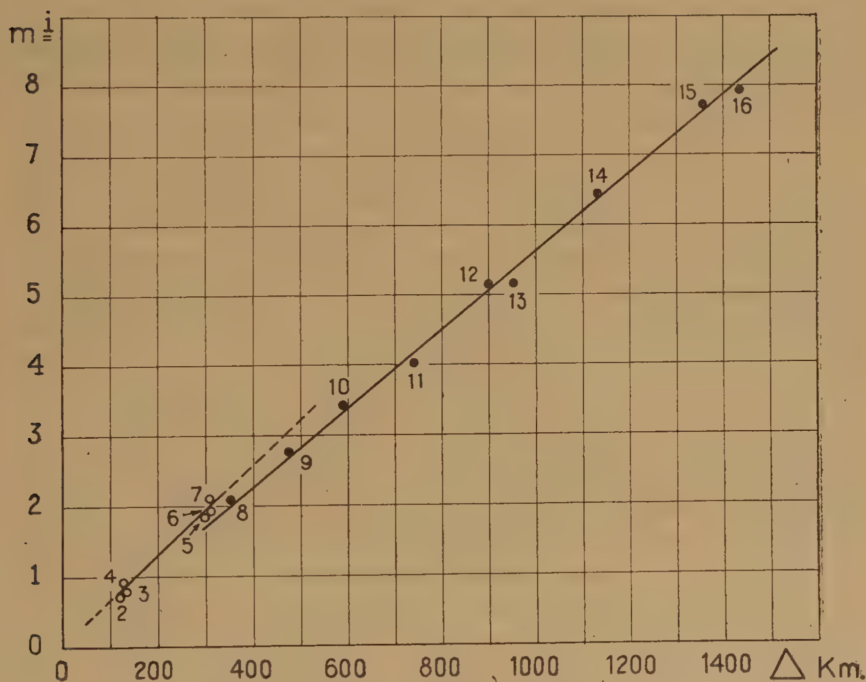


Fig. 2. — Dromocrone.

Dispersione e assorbimento.

La teoria delle onde di Rayleigh per un mezzo elastico stratificato (9) mostra che la loro velocità di fase non è costante ma dipende, oltre che dalle costanti elastiche dei due mezzi a contatto e dalle rispettive densità, dal rapporto tra la lunghezza d'onda e lo spessore dello strato superiore del mezzo in cui avviene la propagazione.

Con l'aumentare della lunghezza d'onda aumenta la velocità di

fase, la quale però si mantiene compresa tra la velocità delle onde di Rayleigh relativa allo strato superiore χv_s e la velocità delle onde trasversali del mezzo semi-indefinito sottostante v'_s.

Ciò comporta che le costanti elastiche dei due mezzi a contatto e le rispettive densità debbono essere tali da risultare $v_s < v'_s$.

Si deve però rilevare che, in base ad alcune ipotesi derivanti dal comportamento reale dei materiali sottoposti all'azione di sollecitazioni elastiche, anche senza stratificazione è possibile un'azione dispersiva del mezzo. Se si ammette che il mezzo presenti firmo-viscosità la dispersione per esempio delle onde longitudinali e trasversali è anomala ([10]), sebbene sensibile soltanto per frequenze elevate.

Ne consegue che la stratificazione della crosta terrestre e la na-

Valori medi dei periodi osservati
(in sec.)

					$M + 15^s(2k+1)$															
N°	Stazioni	M h	m	s (K)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	Piacenza	14	18	04.5	–	3.2	3.1	3.27	3.2	3.2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2	Camerino	„	„	17.7	5.4	4.8	4.4	3.2	3.7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
3	Prato	„	„	18.7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
4	Roma	„	„	26.2	5.7	4.7	5.1	4.9	4.3	4.3	4.2	4.8	4.0	3.7	4.0	–	–	–	–
5	Piacenza	„	19	26.0	7.7	6.1	6.7	6.4	7.3	8.0	7.9	7.5	6.7	7.5	7.3	8.7	7.9	7.9	7.3
6	Napoli I	„	„	30.4	7.0	6.5	5.3	5.4	5.1	5.4	5.0	5.5	5.2	5.1	–	–	–	–	–
7	Napoli II	„	„	35.0	6.5	6.7	5.8	5.7	4.8	5.4	5.3	5.6	5.2	5.9	5.7	–	–	–	–
8	Trieste	„	„	36.0	4.5	5.4	5.8	5.8	5.1	6.7	6.6	5.5	4.3	–	–	–	–	–	–
9	Coira	„	20	17.0	7.5	7.0	6.9	6.7	6.2	5.5	5.3	4.8	–	–	–	–	–	–	–
10	Neuchâtel	„	„	58.0	7.0	7.2	6.9	6.8	6.7	6.6	6.0	6.0	6.0	5.9	4.9	–	–	–	–
11	Belgrado	„	21	34.0	13.4	11.5	8.9	8.0	7.5	7.5	7.5	6.7	6.7	–	–	–	–	–	–
12	Jena	„	22	42.0	15.0	15.0	–	12.0	8.0	7.7	–	–	7.0	–	–	–	–	–	–
13	Sofia	„	„	44.5	12.0	11.0	10.0	8.0	7.8	7.7	7.6	7.6	7.1	7.0	6.5	6.3	6.2	6.7	–
14	De Bilt	„	23	57.5	14.7	14.3	13.4	11.1	10.3	8.6	7.7	7.5	7.7	7.3	7.2	–	–	–	–
15	Toledo	„	25	16.0	12.5	11.8	10.2	9.5	8.5	8.5	8.7	9.0	9.0	9.0	9.0	8.0	8.0	7.5	–
16	Copenaghen	„	„	30.0	17.2	13.4	14.0	12.0	10.5	10.0	8.6	8.6	8.6	9.3	7.5	–	7.3	–	–
17	Abisko		–		17.0	12.0	–	11.7	–	10.4	9.3	10.0	–	–	–	–	–	–	–

TABELLA N. 3.

tura dei materiali che la compongono, potrebbero condurre ad un compromesso tra i due effetti prevalendo il più cospicuo.

Abbiamo cercato di valutare almeno qualitativamente, nel nostro caso, l'effetto di dispersione allo scopo di ottenere qualche indicazione sul comportamento, sotto questo aspetto, delle onde *M*, sopratutto per piccole distanze epicentrali.

Pertanto abbiamo ritenuto sufficiente per una prima approssimazione, misurare in ciascun Osservatorio la distribuzione dei periodi medi nella fase *M* ed i risultati della nostra ricerca sono contenuti nella tabella n. 3.

I periodi in essa contenuti si riferiscono alla media eseguita in intervalli di 30^s. Abbiamo attribuito il valore di questa media al tempo corrispondente al centro dell'intervallo e la misura è stata eseguita fino a che il valore dell'ampiezza si è mantenuto non inferiore a 1/10 del massimo.

Specialmente per le registrazioni degli Osservatori dotati di strumenti a breve periodo, sono state incontrate difficoltà nella misura delle suddette medie, le quali, per molte stazioni, si riferiscono alle sole componenti orizzontali, dato che gli strumenti che registrano la componente verticale hanno, generalmente, un periodo troppo breve per registrare bene le onde massimali e possono quindi servire soltanto per l'esatta individuazione del tempo di arrivo.

Dall'esame della tabella risulta che l'effetto di dispersione è debole e irregolare per Osservatori non troppo lontani dall'epicentro, mentre è evidente e più regolare per stazioni lontane. Comunque la dispersione è normale, come qualitativamente risulta dalla teoria delle onde di Rayleigh per un mezzo stratificato perfettamente elastico.

La tabella stessa mette in evidenza il noto fatto che con l'aumentare della distanza epicentrale i periodi medi aumentano abbastanza regolarmente. Già Roesener [11] aveva cercato di dare una spiegazione di questo fenomeno attribuendolo all'assorbimento. Le vibrazioni generate da una perturbazione sismica, non hanno mai un carattere semplice. I periodi lunghi non possono essere riconosciuti in un sismogramma a causa della sovrapposizione delle onde di breve periodo.

Se il coefficiente di assorbimento cresce con l'aumentare della frequenza, è chiaro che le onde a periodo più lungo verranno ad avere maggior rilievo nella fase massima man mano che la distanza epicentrale aumenta. Inoltre a causa della dispersione normale le onde a periodo più lungo si troveranno in prossimità dell'inizio della fase.

Si potrebbe pensare che, nel nostro caso, il debole effetto di dispersione nelle zone non troppo lontane dall'epicentro sia dovuto, oltre che alla diversità delle costanti elastiche a Sud della Valle Padana, ad una compensazione tra l'effetto derivante dall'attrito interno (dispersione anomala) e dalla stratificazione (dispersione normale), possibile, per quanto si è già detto, solo per brevi periodi e quindi in prossimità dell'epicentro. Tuttavia l'ipotesi non ha, per ora, alcuna base sicura.

La valutazione del coefficiente di assorbimento delle onde sismiche superficiali, in particolare delle onde M, in funzione del periodo, presenta ovviamente difficoltà molto grandi se si cerca di effettuarla mediante la misura diretta delle ampiezze e dei relativi periodi. Tale valutazione in genere, è stata eseguita per onde con periodo intorno ai 20 sec.

Allo scopo di trarre qualche risultato quantitativo sull'andamento del coefficiente di assorbimento per onde corte e medie, abbiamo applicato un procedimento suggerito da P. E. Valle ([12]), che esponiamo brevemente:

Si supponga che lo spettro delle onde M sia dato dalla relazione:

$$A(T,\Delta) = A'(T)\,\chi(\Delta)\, e^{-K(T)\Delta} \qquad [5]$$

Fissato Δ, l'ampiezza A raggiunga il massimo per $T = \bar{T}$. Si avrà:

$$\left(\frac{dA'}{dT}\right)_{T=\bar{T}} - \left(\frac{dK}{dT}\right)_{T=\bar{T}} A'(\bar{T})\Delta = O$$

Questa relazione definisce una funzione $f=f(T)$ che rappresenta la distanza epicentrale alla quale per $T=T$ l'ampiezza è massima. Si potrà pertanto scrivere:

$$\frac{d \log A'}{d\bar{T}} = f(\bar{T})\,\frac{dK}{d\bar{T}} \qquad [6]$$

Consideriamo ora la distanza epicentrale $\varphi = \varphi\ (\bar{T})$ a cui l'ampiezza corrispondente a $\bar{T}$ si riduce a $1/n$. Sarà:

$$\frac{1}{n} = A'(\bar{T})\,\chi\,[\varphi(\bar{T})]\ e^{-K(\bar{T})\varphi(\bar{T})}$$

Prendendo i logaritmi e derivando si ottiene:

$$\frac{d \log A'}{d\overline{T}} = \frac{d}{d\overline{T}} \left\{ K(\overline{T})\varphi(\overline{T}) - \log\chi[\varphi(\overline{T})] \right\} \qquad [7]$$

Dal confronto della (6) e della (7), risulta:

$$f(T)\,\frac{dK}{dT} = \frac{d}{dT} \left\{ K(T)\varphi(T) - \log\chi[\varphi(T)] \right\} \qquad [8]$$

dove a T si è tolta la sopralineatura.

Nella [8], $K(T)$ rappresenta il coefficiente di assorbimento, che chiameremo globale perchè sarà dovuto a varie cause, $f(T)$ la funzione che lega la distanza epicentrale al periodo associato al massimo dell'ampiezza, mentre $\varphi(T)$ è la distanza epicentrale a cui l'ampiezza è sempre la stessa, al variare del periodo. In particolare tale ampiezza si può assumere anche nulla. La [8] è un'equazione differenziale del primo ordine, non omogenea, lineare, a coefficienti variabili.

L'integrale generale è dato da:

$$K(T) = L_0(T_0, T) \left\{ K(T_0) - L_1(T_0, T) \right\} \qquad [9]$$

Ove si ponga $\chi = {}^1/\Delta^m$, le funzioni L_0 ed L_1, sono date dalle seguenti relazioni:

$$L_0(T_0, T) = e^{\int_{T_0}^{T} \frac{d\varphi/dT}{f-\varphi}\,dT}, \quad L_1(T_0, T) = -m \int_{T_0}^{T} \frac{e^{-\int_{T_0}^{T} \frac{d\varphi/dT}{f-\varphi}\,dT}}{\varphi(f-\varphi)} \, \frac{d\varphi}{dT}\,dT \qquad [10]$$

La funzione L_1 costituisce il fattore correttivo dovuto al fatto che la densità dell'energia sismica diminuisce con l'aumentare dell'area della superficie d'onda.

Abbiamo misurato in ogni Stazione il periodo associato al massimo dell'ampiezza ed i risultati sono contenuti nella tabella n. 4.

La funzione f può essere rappresentata abbastanza bene dalla relazione:

f in km. $\qquad f = 8{,}20449\,T^2 - 9{,}068 \qquad$ [11]
T in sec.

i cui coefficienti sono stati calcolati mediante il metodo dei minimi quadrati, senza però prendere in considerazione i dati di Trieste e Toledo i cui periodi non si raccordavano con quelli delle altre Sta-

zioni. Il periodo medio più piccolo riscontrato in ogni Osservatorio nella parte della fase da noi considerata si riferisce, come già si è detto, all'intervallo compreso tra l'inizio e il tempo a cui l'ampiezza è ridotta ad $\frac{1}{10}$ del valore massimo e testimonia che al disotto di tale periodo l'ampiezza della fase è minore di $\frac{1}{10}$ del valore massimo.

In tutti i sismogrammi tale valore massimo è risultato sufficientemente piccolo da poter ritenere, in media, assai prossime a zero le ampiezze aventi un periodo anche lievemente minore del minimo riscontrato.

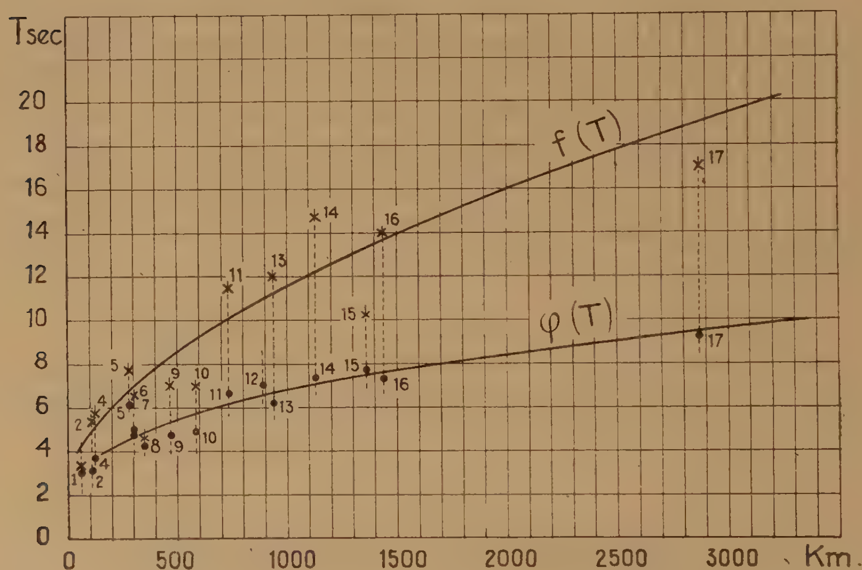


Fig. 3.

Quindi la funzione che lega la distanza epicentrale con i periodi minimi, costituisce in media, nel nostro caso, il limite inferiore del periodo immediatamente al disotto del quale le ampiezze sono praticamente nulle. E' ragionevole assumere come φ tale funzione, anche per il fatto che un errore nella valutazione dell'ampiezza, dato che T varia lentamente con la distanza epicentrale, conduce ad errori, nella determinazione di φ, più piccoli di quelli dovuti a difficoltà di misura sui sismogrammi, agli strumenti e sopratutto alla natura dello strato ad essi sottostante.

Mediante i dati contenuti nella tabella n. 4 abbiamo calcolato la φ, che è rappresentata abbastanza bene dalla relazione:

φ in km
T in sec.

$$\varphi = 3{,}40618\ T^3 - 47{,}95 \qquad [12]$$

La fig. 3 mostra l'andamento delle funzioni f e φ e la distribuzione dei periodi contenuti nella tabella n. 4.

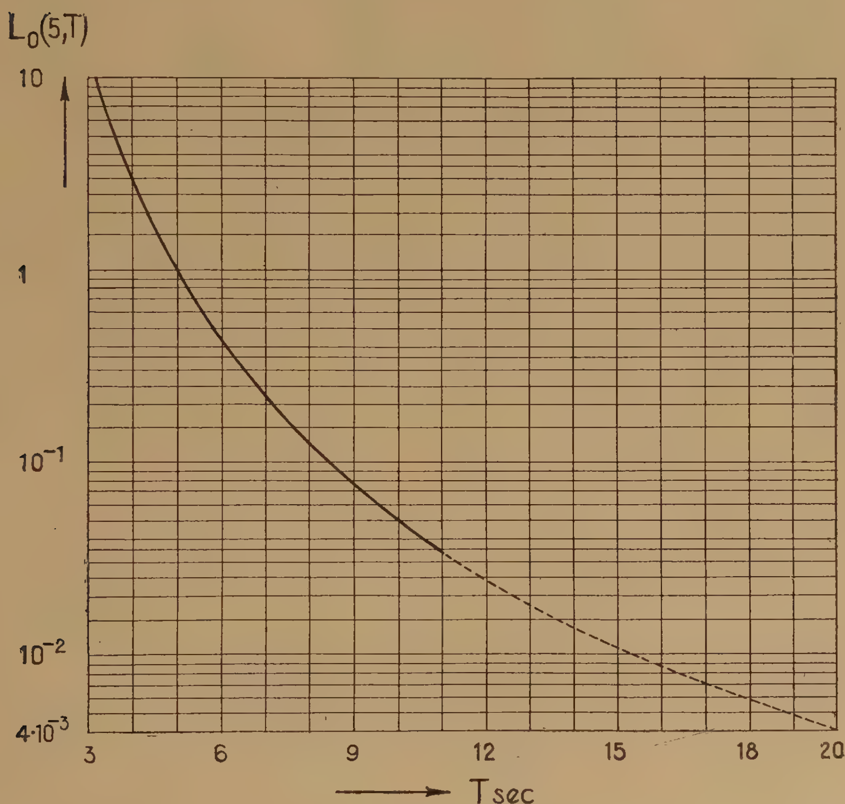


Fig. 4.

La [11] e la [12] sono da ritenersi valide in un intervallo del periodo compreso tra 4 sec. e 10 ÷ 11 sec.

Per quanto riguarda il valore da attribuire ad m nella seconda delle [10], abbiamo posto $m = 1/2$, in relazione a note considerazioni sulla densità dell'energia associata ad un'onda superficiale.

TABELLA N. 4

Stazione	Δ km	T max sec.	T min. sec.	Stazione	Δ km	T max. sec.	T min. sec.
Perugia	66	3,27	3,1	Neuchâtel	592	7,0	4,9
Camerino	118	5,4	3,2	Belgrado	739	11,5	6,7
Prato	124	—	—	Jena	898	—	7.0
Roma	125	5,7	3,7	Sofia	953	12.0	6.2
Piacenza	293	7,7	6,1	De Bilt	1138	14,7	7,2
Napoli I	310	6.5	5,0	Toledo	1353	10,2	7,5
Napoli II	310	6.5	4,8	Copenhagen	1429	14,0	7,3
Trieste	352	4,5	4,3	Abisko	2869	17,0	9,3
Coira	475	7,0	4,8				

Dobbiamo infine osservare che non abbiamo ritenuto di dover separare le Stazioni a Sud della Valle Padana da quelle a Nord, perchè una diversità nell'andamento dei periodi medi, per quanto si è già esposto, potrebbe essere, almeno nel nostro caso, illusoria.

Sono state calcolate le funzioni L_0 ed L_1 ponendo $T_0 = 5$ *sec.*; i risultati sono contenuti nella tabella n. 5 e l'andamento delle due funzioni illustrato nella fig. 4 e nella fig. 5 rispettivamente.

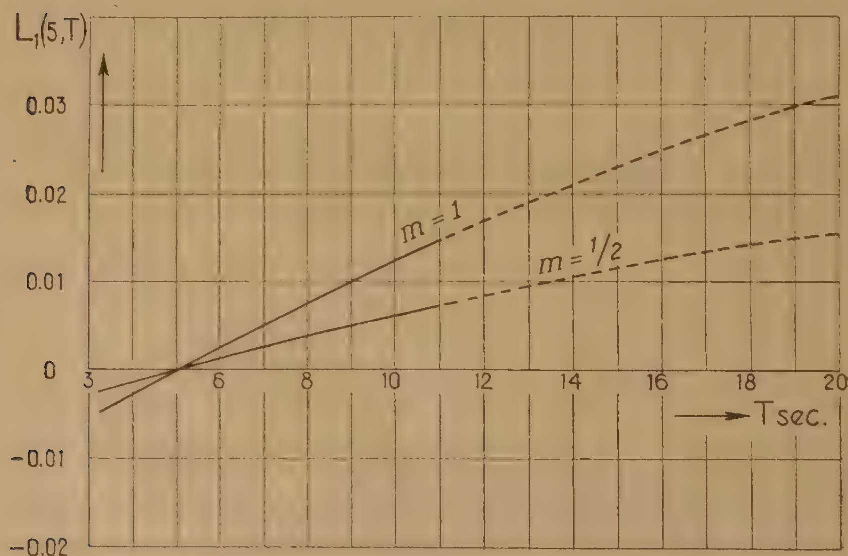


Fig. 5.

TABELLA N. 5

T sec.	L_0 (5,T)	L_1 (5,T) m = 1/2 km^{-1}	T sec.	L_0 (5,T)	L_1 (5,T) m = 1/2 km^{-1}
3,4*	6,85	— 0,001990	9	0,0750	+ 0,005100
4	3,03	— 0,001255	10	0,0495	+ 0,006300
5	1,00	0,000000	11	0,0343	+ 0,007450
6	0,423	+ 0,001295	12*	0,0247	+ 0,008550
7	0,213	+ 0,002600	15*	0,0110	+ 0,011550
8	0,121	+ 0,003880	20*	0,00404	+ 0,015850

I valori che si riferiscono ai periodi segnati con asterisco sono stati ottenuti per estrapolazione delle funzioni f e φ.

Dall'esame della tabella è chiaro come l'assorbimento cresca rapidamente con la frequenza e quindi in un sismogramma le onde *M* presentino periodi crescenti al crescere della distanza epicentrale.

In base alle registrazioni abbiamo potuto eseguire una valutazione di $K(5)$; il valore si aggira intorno a 0,0500 Km^{-1}. Onde è possibile dedurre almeno l'ordine di grandezza del coefficiente di assorbimento per i vari periodi.

Nella tabella n. 6 riportiamo alcuni valori.

TABELLA N. 6

T sec.	4	5	6	8	10	12*	15*	20*
K km^{-1}	0,155	0,0500	0,0206	0,00558	0,00216	0,00102	0,000423	0,000138
$\frac{1}{K}$	6	20	48	179	463	980	2364	7246

Sebbene il valore di $K(T)$ per 15 e 20 sec. sia stato ottenuto mediante una forte estrapolazione, vi è un buon accordo con i valori trovati da altri autori in questo intervallo.

E' chiaro che i risultati da noi conseguiti, relativamente ai periodi piccoli e medi, sono da ritenersi ordini di grandezza che successive ricerche potranno precisare meglio.

Roma - Istituto Nazionale di Geofisica - maggio 1947.

RIASSUNTO

Si descrivono i risultati conseguiti da uno studio sulla propagazione, dispersione e assorbimento delle onde massimali relative a sismi d'origine vicina, per le quali si hanno sinora conoscenze alquanto limitate. Dai dati riferentesi ad un sisma avvenuto nell'Italia Centrale, gli AA. hanno trovato che la velocità delle onde M è maggiore nelle regioni a Nord della Valle Padana che in quelle a Sud e ciò costituisce un'ulteriore conferma, ottenuta per altra via, di quanto è stato recentemente rilevato nei riguardi delle onde longitudinali e trasversali dirette.

Successivamente gli AA. hanno studiato gli effetti di dispersione ed assorbimento delle onde M ed hanno calcolato l'ordine di grandezza del coefficiente d'assorbimento globale in funzione del periodo, pervenendo al risultato che tale coefficiente cresce con straordinaria rapidità al crescere della frequenza.

BIBLIOGRAFIA

(1) GIORGI M., *Il terremoto del Monte Amiata del 16 ottobre 1940.* Ric. Scient. - 11, 1146-1159 (1941).

(2) NAKANO H., *On Rayleigh wave.* Jap. Journ. of Astr. and Geoph. 5, 233-326 (1925).

(3) CALOI P., *Sopra alcuni sistemi di onde sismiche a carattere superficiale oscillanti nel piano principale.* Rend. R. Acc. d'Italia - Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat. s. VII, v. II - (1940).

(4) PANNOCCHIA G., *Studio sulla fase massima di un terremoto lontano.* Ric. Scient. - 12, 595-613 (1941).

(5) JEFFREYS H., *The geocentric direction cosines of seismological observatories.* London - Office of the British Association (1938).

(6) CALOI P., *Il terremoto dell'Appennino tosco-romagnolo dell'11 febbraio 1939.* Ric. Scient. 11, 998-1004 (1939). — *Caratteristiche sismiche dell'appennino tosco-romagnolo.* Ric. Scient. 4, 218-230 (1940).

(7) ROSINI E., *Il terremoto della Garfagnana del 15 ottobre 1939.* Ric. Scient. 7-8, 496-517 (1940).

(8) DORE P., *L'anomalia regionale della gravità nell'Appennino e nell'avampaese appenninico bolognese.* Memorie R. Acc. Sc. Istituto di Bologna Cl. Sc. Fis. - Sez. Sc. e Mat. - s. IX, t. IX (1941-42).

(9) LOVE H., *Some Problems of Geodynamics.* Cambridge (1926). — SEZAWA K., *Dispersion of Elastic waves propagated on the Surface of Stratified Bodies and on Curved Surfaces.* Bull. Earth Res. Inst. Tokyo. III, 1-18 (1927).

(10) VALLE P. E., *Sulla dispersione delle onde sismiche dirette.* Ric. Scient. e Ricostr. 4-5, 424-425 (1945).

(11) ROESENER F., *Vergleichende Untersuchungen über die Perioden der Erdbebenwellen mit besonderer Berücksichtigung der Nachläuferwellen.* Gerlands Beiträge z. Geophysik - 12, 207-276 (1912).

(12) VALLE P. E., *Sul coefficiente di assorbimento delle onde sismiche superficiali.* Ric. Scient. e Ricostr. - 11 (1946).

L'ERUZIONE LATERALE DELL'ETNA DEL 30-6-1942 E SUSSEGUENTI FENOMENI ESPLOSIVI AL CRATERE CENTRALE

GAETANO PONTE

La mattina del 30 giugno 1942 alcuni militari salendo sul cratere centrale dell'Etna per il sentiero a NW dell'Osservatorio, verso quota 3100 sentirono tremare il suolo sotto i loro piedi. Per quanto preoccupati dell'insolito fatto vollero proseguire fino all'orlo ove giunsero verso le ore 8 e vi si fermarono circa mezz'ora avendo trovato il cono intercraterico calmo dopo l'intensa attività esplosiva che durava da più di un mese. Anche la bocca subterminale di NE fumava tacitamente. Al ritorno, sullo stesso posto ove alla salita avevano sentito tremare il suolo, avvertirono ancora forti scuotimenti e rumori sotterranei che li costrinsero ad allontanarsi rapidamente. Alle 10^h, 10^m, ora legale, poco prima che giungessero alla Cantoniera etnea (1880 m), udirono un fortissimo boato al quale ne seguirono altri, avvertiti anche da Catania.

L'ing. S. Ponte, tenente dell'Aeronautica, il quale trovavasi all'albergo Etna (1650 m s/m) per servizio militare, comunicò subito all'Istituto di Vulcanologia che a ponente del M. Frumento Supino, alle ore 10 e 16^m (1) si erano aperte delle bocche esplosive, dalle quali si sollevavano materiali incandescenti e dense colonne di fumo accompagnate da boati. Fu subito chiesta al Comando dell'Aeronautica una ricognizione aerea per avere la esatta ubicazione delle bocche eruttive e del corso della colata lavica. Nel pomeriggio si avevano delle riuscitissime fotografie aeree del teatro eruttivo che permisero di segnare sulla nuova carta stereofotogrammetrica dell'Istituto Geografico Militare il posto esatto delle bocche eruttive e il corso della colata. Sul fianco meridionale del vulcano, alla base del cono terminale, ad ovest del M. Frumento Supino, si erano aperte diverse spaccature parallele dirette verso SW. Due di esse erano molto evidenti. La più alta incominciava da quota 2750, un centinaio di metri sotto il ciglione del preistorico Cratere del Piano del la-

go e si estendeva circa 850 m in basso, cioè fino a quota 2550. Nel tratto superiore di questa fenditura erano attivissime varie bocche esplosive, mentre la lava sgorgava dalla parte inferiore. L'altra spaccatura si era aperta poco più in basso, circa 60 m ad est della prima ed era lunga circa 70 m; si estendeva da quota 2545 a quota 2530 in direzione SSW ed aveva varie bocche effusive vicinissime, dalle quali sgorgava la maggiore quantità di lava. Le spaccature furono subito coperte dai detriti lanciati dalle esplosioni, quindi non si potè vedere da qual posto erano incominciati i trabocchi di lava durante il primo impeto effusivo.

Alle ore 12,30^{m}, quando furono fatte le prime fotografie aeree, cioè circa un'ora e mezza dopo lo scoppio dell'eruzione, la lava aveva percorso due chilometri in direzione SW. Vicino alla piccola colata del 1879, su pendio inclinato del 30% e malgrado il fumo intenso, che mascherava in gran parte il teatro eruttivo, si scorgevano diverse colate accostate le une alle altre e in molti posti a contatto fra di loro.

E' importante fare rilevare che le fotografie fatte dall'Aeronautica militare mostrano in modo chiaro che durante l'eruzione laterale il cratere centrale e la bocca di NE erano perfettamente calmi.

Il custode dell'Osservatorio etneo, V. Barbagallo, il quale allo scoppio dell'eruzione si era subito recato vicino al teatro eruttivo, comunicò che una serie di bocche esplosive era attivissima lungo le spaccature ed i materiali piroclastici lanciati avevano formato dei conetti mammillari di scorie alti da 3 a 5 m. Le bocche a quota più alta, le prime ad aprirsi, formarono un gruppo staccato da quello effusivo e lanciavano prevalentemente materiali non coevi, perchè in quel posto la spaccatura era più profonda. Il custode costretto a rimanere sul lato orientale delle bocche eruttive per l'abbondante fumo che il vento ripiegava verso sud, non potè, in quella prima visita al teatro eruttivo vedere il corso delle colate che, però, furono subito messe in evidenza dalle fotografie aeree avute dall'Aeronautica.

Nel pomeriggio il custode ritornò al teatro eruttivo e salendo verso la parte più alta riscontrò che il suolo, a partire dall'inizio delle spaccature, cioè da quota 2800 fino a quota 3000, presentava numerose fenditure non continue, dirette quasi tutte verso SSW, larghe fino a un metro e profonde 3 e più metri, esse mostravano nell'interno della neve, quella stessa che il 16 marzo 1940 era stata coperta dai detriti lanciati dal vulcano durante quell'intensa attività pliniana e che, ben protetta dal sole, si manteneva da due anni in quel posto.

Evidentemente il magma era penetrato lateralmente a partire dalla parte alta del condotto eruttivo e si era incuneato fra antiche colate della compagine elevata del vulcano. Durante la penetrazione laterale del cuneo igneo di lava il terreno era stato fortemente scosso ed in fine squassato a partire dalla base del cono terminale ove apparvero le prime spaccature, mentre più giù se ne aprirono altre sulle quali s'impiantarono i conetti esplosivi e le bocche effusive.

Verso il calare del giorno 30 giugno la portata della lava era diminuita notevolmente. Più tardi, nella notte avanzata, entrò in attività esplosiva il cratere centrale, che, all'inizio dell'eruzione laterale, era rimasto calmissimo. Dalla stazione Cantoniera, ove si trovava il custode Barbagallo, e dall'albergo Etna, ove sostavano dei militari, furono avvertiti forti boati, mentre cadeva una densa pioggia di cenere vulcanica lanciata dal Cratere centrale, entrato in attività esplosiva fra vivi bagliori di fuoco. Dopo pochi minuti le esplosioni andarono diminuendo d'intensità con qualche breve, ma vivace ripresa e durarono circa un'ora e mezza. Poco dopo la mezzanotte tutto era cessato, anche l'eruzione laterale.

La mattina del 1° luglio le bocche laterali erano tranquille ed anche il Cratere centrale. Il braccio della colata più avanzato e più largo andò a fermarsi poco a nord del monte Fontanelle sull'alto versante SW dell'Etna, verso quota 1750, quasi al margine della pineta di Biancavilla, dopo un percorso, a partire dalle bocche più basse, di circa tre chilometri con una larghezza da 150 a 200 m. Il braccio sud più corto e più stretto si fermò a quota 1940. La quantità totale di circa un milione e mezzo di metri di lava ci fa classificare questa eruzione laterale fre le più piccole avvenute sull'Etna. La sua portata non dovette superare i 35 m^3 al secondo. I danni arrecati furono pochi, avendo la colata coperto terreni privi di vegetazione arborea con magri pascoli, prevalentemente costituiti da *Astragalus aetnensis.*

Nella notte dal 1° al 2 luglio, furono visti deboli bagliori intermittenti al Cratere centrale e durante il giorno 2 furono udite dalla Cantoniera etnea e dall'albergo Etna delle esplosioni che si ripetevano a lunghi intervalli accompagnati dal lancio di cenere che con i vapori vulcanici formavano delle densissime volute oscure.

Il 4 luglio passò piuttosto tranquillo, ma alle 22^h 15^m furono visti in tutta la Sicilia vivi bagliori sul Cratere centrale che spesso divenivano intensissimi e duravano tutta la notte. Alle ore $6{,}55^m$ del giorno 5 furono uditi da Catania e dai paesi etnei dei fortissimi e pro-

lungati boati provenienti dal Cratere centrale, accompagnati da lancio di detriti. Sul versante meridionale e orientale dell'Etna caddero molte scorie coeve che, spinte dal vento, giunsero fino a Catania ove in un metro quadrato ne furono raccolte gr 150 circa. L'attività esplosiva durò fino alle ore 13 senza tregua; poi andò diminuendo e cessò completamente alle 14. L'assistente dott. Abbruzzese, che quella mattina trovavasi in cammino verso il Cratere centrale assieme al custode Barbagallo, potè meglio d'ogni altro osservare da vicino l'andamento dell'imponente fenomeno. Verso le ore 7 vide sul Cratere centrale fra intensi bagliori, delle continue masse roventi; l'aria fu rapidamente ottenebrata, mentre una gragnuola di lapilli cadeva tutt'attorno con fragore assordante. Malgrado il pericolo di quella pioggia di grossi lapilli, che si faceva sempre più abbondante, l'assistente e il custode vollero proseguire coprendosi la testa come meglio poterono e giunsero all'Osservatorio etneo (2942 m s/m) con grande difficoltà per i materiali via via sempre più grossi che cadevano.

Il prof. G. Cumin, direttore dell'Istituto di geografia, che trovavasi alla Cantoniera etnea ivi recatosi anch'egli per lo studio dell'eruzione, osservò che la caduta delle scorie era intermittente ed ogni 5 o 6 minuti aveva delle riprese. Il rumore continuo, come di un forte tuonare fu anche avvertito da Catania e due volte fu così intenso da sembrare il volo d'uno stormo d'aeroplani sulla città.

Questa formidabile attività pliniana, che si manifestò accompagnata da nutriti getti di scorie coeve provenienti dallo sbrandellamento della grande massa di lava che si sollevava a fontana, durò fino alle ore 13 e alle 14 subentrò la più completa calma.

Il 7 luglio il custode dell'Osservatorio, in seguito ad una visita fatta al Cratere centrale, trovò che le spaccature formatesi durante l'eruzione laterale del 30 giugno sul fianco SW del cono terminale, erano state completamente coperte dall'enorme materiale caduto il 5 luglio. Sul tratto tra l'Osservatorio etneo e l'orlo SW del Cratere centrale si scorgevano, fra le abbondanti scorie coeve cadute, dei massi di considerevole grossezza fino a mezzo metro cubo. Il cono intercraterico era stato coperto dalla grande massa di materiale che si accumulò sulla terrazza craterica durante l'attività pliniana. Ivi era scomparso ogni rilievo. Si scorgeva solo del materiale caotico costituito da frammenti di varie dimensioni misti a lava coeva più o meno scoriacea e frammentaria.

Il materiale clasmatico lanciato dal Cratere centrale il 5 luglio

1942 superò in quantità quello lavico dell'eruzione laterale del 30 giugno; ma non è stato possibile fare un calcolo approssimativo della quantità totale lanciata dalle esplosioni mancandoci i dati, sia pure approssimativi di quello caduto in máre per vastissimo tratto ed in Calabria verso l'Aspromonte.

Dai fenomeni osservati sull'Etna si può ritenere come certo che il condotto eruttivo centrale dell'Etna prima dell'Eruzione laterale del 30 giugno si trovasse aperto alle fluttuazioni del magma; difatti erano state frequenti le eruzioni intercrateriche di lava e di detriti, talune violentissime, come quella del 16 marzo 1940. Il 30 giugno 1932 il magma, avendo trovato modo d'incunearsi fra gli strati del vulcano a partire da 3000 m d'altitudine e quindi sotto la terrazza craterica centrale, produsse con i suoi conati, quegli scuotimenti e quelle spaccature tra quota 3100 e 2800 sul fianco SW del cono terminale che furono i soli segni precursori dell'eruzione laterale. In seguito il magma continuò la sua penetrazione discendente nel sottosuolo e venne a squassare il fianco del vulcano verso quota 2800 da dove incominciarono ad aprirsi le spaccature che si estesero fino a quota 2530, cioè per circa un chilometro. Nel primo tratto della spaccatura, tra quota 2800 e 2700, l'attività fu esplosiva e di breve durata, mentre nel tratto sottostante incominciò il traboccamento della lava che si localizzò presto formando parecchie bocche effusive vicine tanto da formare quasi unica colata di lava. L'effusione lavica procedette ininterrottamente per circa 12 ore e poi si affievolì e poco dopo cessò, mentre incominciò ad entrare in attività pliniana il Cratere centrale. Si pensa pertanto che si sia ostruito il passaggio laterale ed il magma, spinto dalle forze endogene si sia sollevato più in alto nel condotto eruttivo centrale fino ad investire il materiale umido della terrazza craterica dando luogo alla conseguente violenta reazione esplosiva freatica.

Occorre fare rilevare che durante la eruzione laterale gli strumenti sismici, istallati dall'Istituto Nazionale di Geofisica nello scantinato dell'Istituto di Vulcanologia dell'Università di Catania, non diedero alcuna registrazione, solo verso la mezzanotte del 30, quando incominciò l'attività esplosiva al Cratere centrale, e il 5 luglio successivo apparvero dei microsismi che saranno oggetto di studio dell'Istituto di Geofisica per stabilire se furono in relazione con l'eruzione.

Questa eruzione ha fatto apparire sempre più evidente il meccanismo delle eruzioni etnee così come per il primo lo comprese Mario

Gemmellaro al principio del secolo scorso e come è stato più ampiamente esposto in varie pubblicazioni (1).

Catania - Istituto Vulcanologico Etneo dell'Università.

RIASSUNTO

Vengono riassunti gli aspetti essenziali dell'eruzione etnea del 1942.

BIBLIOGRAFIA

(1) G. Ponte, *Meccanismo delle eruzioni etnee. Zeitschrift für v. volkanologie*, Band I, p. 10-19. Id., *The recent eruption of Etna. Nature*, Vol. 112, 2815, p. 546. Id., *Le recenti eruzioni dell'Etna.* Soc. Geografica It., Ser. VI, Vol. VI, gennaio 1930, p. 21-28. V. Madsen, *Etna: Naturens verden*, 1924.

INVERNI FREDDI, RIGIDI, RIGIDISSIMI E INVERNI CALDI, MITI, MITISSIMI

Giuseppina Aliverti

Quando in meteorologia si parla di *inverno* si intende il periodo comprendente i mesi di dicembre, gennaio e febbraio, essendo in media questi tre mesi i più freddi di tutto l'anno. Non esiste però ancora un criterio convenuto dai meteorologi per la definizione per esempio di « inverno rigido », e questa locuzione si adopera frequentemente; disponendo di numerose annate di osservazioni meteorologiche è possibile tuttavia stabilirne uno e quindi identificare con precisione gli inverni eccezionali sia rigidi sia miti. Per fare ciò è naturalmente opportuno che le osservazioni di cui si fa l'elaborazione statistica presentino un alto grado di omogeneità; allo scopo di scegliere l'aggettivo appropriato da applicare all'inverno 1946-47, veramente eccezionale, ho preso quindi in considerazione i dati meteorologici osservati a Pavia durante 53 inverni e precisamente a partire dal 1894-95 fino a quello ora decorso. I dati in questione sono stati tutti raccolti nella capanna meteorica della sede attuale dell'Osservatorio Geofisico (a S. Spirito) e press'a poco sempre con le stesse regole.

I risultati della elaborazione compiuta presentano notevole interesse climatologico. Si deduce da essa che il *valore normale* (cioè la media delle 53 medie singole) della *temperatura media invernale* (¹) a Pavia è di + 1°,52, valore del tutto concordante con quello dedotto dal prof. F. Eredia dalle misure eseguite nel periodo 1866-1906 alla specola Universitaria in città. Calcolato lo scarto di ciascuna media dal valore normale predetto si ottiene uno *scarto medio* di 1°,12. Ora si potrebbero definire freddi tutti gli inverni la cui temperatura media scarta in meno comunque dalla normale; ma evidentemente gli inverni con temperatura media a piccolo scarto non interessano ai fini

---

(¹) Media delle temperature medie giornaliere dei mesi di dicembre, gennaio e febbraio.

della classificazione climatologica e allora conviene definire *freddi* tutti gli inverni la cui temperatura media scarta in meno dal valore normale più dello scarto medio, per Pavia più di 1°,12.

Con una tale definizione, dei 53 inverni, risultano freddi 11 e precisamente:

1894-95, 1900-01, 1904-05, 1906-07, 1928-29, 1931-32,
1933-34, 1939-40, 1940-41, 1941-42, 1946-47;

fra essi ve ne sono diversi che non sono parsi tali alla popolazione e durante i quali la temperatura media giornaliera ha avuto magari effettivamente un minimo marcato ma stretto; così per esempio durante l'inverno 1900-01 in soli diciotto giorni consecutivi di febbraio sono compresi tutti i dieci giorni con temperatura minima al di sotto di —10°.

Pur conservando la classificazione generica di « freddi » per gli inverni ora elencati, conviene quindi introdurre la dicitura *inverno rigido* per quelli di essi per i quali lo scarto della temperatura media invernale dal valore normale valga *due* o *tre volte* (cioè per Pavia rispettivamente 2,24 oppure 3,36) lo scarto medio. Nel primo caso risultano rigidi i seguenti inverni:

1894-95 1928-29 1946-47;

nel secondo caso soltanto il 1946-47. Ci si può attenere alla prima definizione che corrisponde bene anche alle impressioni umane; infatti tutti ricordano come eccezionale l'inverno 1928-29; ed eventualmente definire *rigidissimi* gli inverni per i quali lo scarto vale tre volte lo scarto medio.

La seguente tabella contiene in una colonna la temperatura media invernale dei cinque anni che l'hanno avuta più bassa nel periodo considerato (1894-1947) e in una seconda colonna i corrispondenti scarti dal valore normale citato più su:

inverno	temperatura media invernale	scarto dal valore normale
1894-95	—1,7	—3,18
1906-07	—0,2	—1,76
1928-29	—1,1	—2,67
1940-41	—0,3	—1,84
1946-47	—2,2	—3,71

Per ciascuno dei cinque inverni ora considerati dò nella seguente tabella il numero dei giorni con temperatura minima sotto zero e con minima inferiore a —10°; inoltre il numero dei giorni con temperatura media sotto zero e con temperatura massima pure sotto lo zero:

inverno	nº giorni a min. sotto 0º	nº giorni a min. sotto —10º	nº giorni con media sotto 0º	nº giorni a mass. sotto 0º
1894-95	87	7	62	17
1906-07	74	7	45	10
1928-29	70	10	53	14
1940-41	73	1	47	15
1946-47	88	16	62	30

Infine, ancora nei riguardi della temperatura, interessano i minimi assoluti:

inverno	minima assoluta
1894-95	—15,7
1906-07	—13,6
1928-29	—15,7
1940-41	—11,3
1946-47	—15,2

il 1946-47 non ha la minima assoluta più bassa ma ha avuto due volte la temperatura minima sotto —15°; una volta il 7 gennaio (—15,1) e un'altra il 27 gennaio (—15,2).

La temperatura è naturalmente l'elemento preminente per la definizione di inverno rigido, ma non l'unico. Hanno importanza la neve e la nebulosità e per questi due elementi e per gli inverni considerati si hanno i seguenti numeri:

inverno	neve caduta cm	nº giorni coperti	nº giorni sereni
1894-95	130	41	28
1906-07	70	30	28
1928-29	39	41	21
1940-41	74	48	16
1946-47	164	48	10

Dall'esame comparativo dei dati riportati nelle precedenti tabelle emerge dunque con evidenza che l'inverno testè passato è il più freddo verificatosi nel periodo 1894-1947; ha infatti la più bassa temperatura media invernale (—2,2), ha il numero più grande di giorni con temperatura media sotto zero (62), ha il numero più grande di giorni con temperatura minima e massima sotto zero (rispettivamente 88 e 30), e con temperatura minima sotto —10° (16), il più alto spessore di neve (cm 164), il più gran numero di giorni coperti (48) e il più piccolo numero di giorni sereni (10). Infine, poichè lo scarto della sua temperatura media invernale dal valore normale vale più di tre volte lo scarto medio, all'inverno 1946-47 si può applicare la qualifica di « rigidissimo ».



Inverno 1947 — Calabrosa sopra una ringhiera.

Tale qualifica è giustificata anche da altri fatti che hanno reso veramente molto pesanti oltre che l'inverno anche alcuni mesi prima e dopo. Infatti l'inverno è stato preceduto e seguito da mesi con temperature inferiori alle normali; inoltre i giorni con minima sotto zero sono stati in totale 105 perchè se ne ebbero oltre che in dicembre, gennaio e febbraio anche in ottobre, in novembre e persino in marzo (il giorno 2 di marzo si ebbe una minima di —6,6); e il cielo coperto da novembre a marzo si ebbe per 89 giorni.

A proposito dei tre inverni più freddi or ora segnalati è da notare che essi sono stati rigidi per quasi tutta la pianura Padana.

Dai dati pubblicati dal prof. Eredia relativi al quarantennio 1866-1906 si può inoltre dedurre che l'inverno rigido, anzi rigidissimo, precedente il 1894-95 è stato per la pianura Padana il 1879-80. A Pavia si ebbe in quell'inverno una temperatura media di —2°,6 con uno scarto dal valore normale di quel periodo di —4°,2, il più elevato quindi di quelli considerati. Però si può segnalare che anche nei riguardi di quell'inverno rigidissimo il 1946-47 presenta un carattere di preminenza; infatti mentre nel 1879-80 la temperatura media decadica fu sotto zero sei decadi consecutive (dicembre e gennaio), nello scorso inverno lo fu per otto decadi consecutive (due di dicembre, gennaio, febbraio). In conclusione l'abbassamento di temperatura nello scorso inverno oltre che molto pronunciato è stato anche molto ampio, il più ampio del periodo 1879-1947.

Fatta l'analisi ora sunteggiata per gli inverni freddi, rigidi e rigidissimi mi è venuto in mente di conseguenza di esaminare la distribuzione degli inverni che scartano dalle condizioni normali in senso opposto a quelli freddi.

In contrapposto alla definizione di inverno freddo, rigido e rigidissimo si può dare ora quella di inverno *caldo*, *mite* e *mitissimo* applicandola agli inverni nei quali la temperatura media *scarta in più* dal valore normale rispettivamente di *una*, di *due* e di *tre volte* lo scarto medio. Dall'esame dei dati calcolati risultano caldi:

1896-97, 1897-98, 1898-99, 1903-04, 1907-08, 1909-10, 1911-12, 1919-20, 1920-21, 1924-25, 1927-28, 1935-36, 1943-44,

cioè tredici inverni, dei quali soltanto due meritano poi la classifica di miti:

1898-99, 1920-21;

nessuno risulta mitissimo, poichè nessuno infatti degli inverni compresi fra i 53 anni considerati ha una temperatura media invernale che scarti dal valore normale tre volte lo scarto medio. Quindi si può dire che in quel periodo non c'è stato l'opposto dell'inverno rigidissimo 1946-47. Il mite dei due inverni 1898-99 e 1920-21 è appena paragonabile in valore assoluto al rigido del 1928-29.

Ecco i dati relativi ai quattro inverni che hanno la temperatura media più elevata:

inverno	temperatura media invernale	scarto dal valore normale
1898-99	4,1	2,56
1911-12	3,4	1,91
1919-20	3,5	2,00
1920-21	3,9	2,35

inverno	n° giorni con min. sotto 0°	n° giorni con media sotto 0°	n° giorni mass. sotto 0°	minima assoluta
1898-99	37	7	0	—7,2
1911-12	47	8	2	—6,7
1919-20	49	13	0	—6,2
1920-21	36	0	0	—3,8

inverno	neve caduta cm	n° giorni coperti	n° giorni sereni
1898-99	4,5	41	17
1911-12	35,0	49	10
1919-20	0,0	23	30
1920-21	0,5	36	18

Per concludere si può esaminare qualcuna delle caratteristiche statistiche della distribuzione degli inverni considerati; è noto che per una distribuzione gaussiana fra scarto medio e scarto medio quadratico vale approssimativamente la relazione $\sigma = 1{,}2533\ \vartheta$; ora per il nostro caso lo scarto medio quadratico σ risulta 1,366 e quindi la costante di proporzionalità fra i due scarti è 1,215 effettivamente poco differente da quella normale.

Si può inoltre calcolare la probabilità del verificarsi di inverni rigidi o miti, come definiti più su, e si trova che essa è del 10% circa nella distribuzione gaussiana; nei cinquantatre anni considerati si sono presentati in totale 5 inverni che rispondono alla definizione data, tre rigidi e due miti. Infine se si calcola la probabilità del verificarsi di inverni rigidissimi e mitissimi si trova che essa corrisponde, sempre nella distribuzione gaussiana, a poco più dell'1%;

nei cinquantatre inverni considerati da noi soltanto uno, il 1946-47, risulta rigidissimo e nessuno mitissimo. Naturalmente qualunque considerazione statistica sarebbe molto più interessante se il periodo di anni considerato fosse più lungo.

Pavia - Osservatorio Geofisico dell'I.N.G. - aprile 1947.

RIASSUNTO

Si propone una classificazione e definizione di inverni freddi, rigidi, rigidissimi e di inverni caldi, miti, mitissimi.

In base alla elaborazione dei dati di 53 anni di osservazioni meteorologiche a Pavia (Osservatorio Geofisico) si segnalano le caratteristiche statistiche relative ai vari tipi di inverni verificatisi a Pavia nel periodo che va dal dicembre 1894 al marzo 1947.

SUI PERIODI
DELLA FASE MASSIMA DI TERREMOTI LONTANI

MAURIZIO GIORGI

La lunga esperienza fatta nello spoglio quotidiano dei sismogrammi per l'interpretazione dei dati presso la Stazione Sismica Sperimentale di Roma dell'Istituto Nazionale di Geofisica, mi ha permesso di fare rilievi molto interessanti nei riguardi delle particolarità dei vari tipi di onde sismiche che si presentano nelle registrazioni.

In questa comunicazione mi propongo di riferire circa alcune osservazioni riguardanti i periodi della fase massima di terremoti lontani.

E' noto che la così detta « fase massima » o principale di un sismogramma è costituita di onde superficiali di diversa specie, tra le quali le più importanti e più o meno evidenti in tutti i terremoti normali (ad ipocentro non troppo profondo) sono le onde « L » (o « Q ») e le onde « M ». Le prime sono onde trasversali tangenziali cioè non hanno componente verticale e si propagano lungo la superficie del globo con la velocità delle onde di distorsione. Le « M », invece, si propagano, sempre in superficie, con velocità un poco inferiore a quella delle onde « L ».

Le massime ampiezze sono generalmente associate a questo gruppo. Da questo fatto trae origine il nome che spesso si dà ad esse di « onde massimali »; vengono anche chiamate « pseudo onde di Rayleigh » perchè, come è precisato più sotto, pur avendo alcune caratteristiche delle onde di Rayleigh, differiscono da queste per molti aspetti.

E' noto che la teoria di Rayleigh (1), sviluppata successivamente da Lamb (2), Love (3), Galitzin (4), etc., prevede un tipo di onde superficiali che hanno determinate caratteristiche che si avvicinano a quelle presentate dalla parte più vistosa di un sismogramma. Infatti dall'equazione generale dei movimenti di un corpo solido sottoposto a sollecitazioni elastiche:

$$\varrho \frac{\partial^2 \mathrm{s}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu)\ \textit{grad div}\ \mathrm{s} + \mu\, \Delta \mathrm{s} \qquad [1]$$

(dove ρ è la densità del mezzo, s lo spostamento dovuto alla perturbazione elastica, λ e μ sono le così dette « costanti di Lamé ») discende, oltre ai sistemi di onde longitudinali e trasversali, un altro sistema di onde formato dalla sovrapposizione dei tipi precedenti. Traducendo in forma analitica la [1], chiamate con u, v, w le componenti di s si trova che la [1] ammette le seguenti soluzioni:

$$(u, v, w) = (A, B, C)\, e^{-qz \pm i(fx + gy - pt)} \qquad [2]$$

dove A, B, C, q, f, g, p, sono costanti.

Se si sostituiscono le [2] nelle equazioni cartesiane provenienti dalla [1], nella ipotesi che per i materiali dello strato superficiale terrestre il « coefficiente di Poisson » σ, come è attendibile, abbia il valore di 0,25, ($\lambda = \mu$), si arriva ad un'equazione di 3° grado che ammette tre radici reali:

$$3\chi^3 - 24\chi^2 + 56\chi - 32 = 0 \qquad [3]$$

dove:

$$\chi = \frac{\rho}{\mu} \cdot \frac{p^2}{f^2 + g^2} = \frac{V_M^2}{V_S^2} \qquad [4]$$

(V_M, V_S, sono rispettivamente la velocità delle onde in questione e la velocità delle onde trasversali).

Delle tre radici reali della [3] solo quella minore dell'unità ($\bar{\chi} = 0{,}8453$) soddisfa al problema perchè deve valere la condizione:

$$(1 - \chi)(f^2 + g^2) = q^2 \qquad [5]$$

Esiste quindi un solo sistema di onde la cui velocità si ottiene dalla (4):

$$V_M = \sqrt{\bar{\chi}}\; V_S = 0{,}9194\; V_S \qquad [6]$$

relazione valida nelle presupposte condizioni di omogeneità ed isotropia dello strato superficiale terrestre.

E' noto che esistono anche altri sistemi di onde superficiali e molti ricercatori (Caloi [5], Gutenberg, Sezawa, Somigliana ed altri) hanno messo in evidenza, sia dal punto di vista teorico che da quello dell'esperienza, gli aspetti fondamentali che li caratterizzano.

Le onde di Rayleigh, secondo la teoria, vibrano nel piano principale, mentre le « M » oscillano in piani diversi da questo [6]; inoltre l'ampiezza della componente verticale di queste ultime onde è spesso sensibilmente inferiore [7] all'ampiezza della componente oriz-

zontale, mentre la teoria di Lord Rayleigh, in un mezzo in cui $\sigma = 0{,}25$, conduce ad un rapporto tra la prima e la seconda di circa 1,5 $(\frac{A_z}{A_0} = 1{,}468)$.

E' vero che ciò potrebbe spiegarsi supponendo una diversità dei coefficienti di assorbimento per le due componenti, ma è anche vero che tale rapporto non si è potuto ancora verificare con sicurezza, almeno nelle vicinanze dell'epicentro, sopratutto per la difficoltà di individuare dette onde nei sismogrammi relativi alle piccole distanze epicentrali ([8]), dato che arrivano sovrapposte ad altri tipi di onde che alle stesse distanze conservano ancora ampiezze comparabili, se non maggiori, di quelle delle onde in questione.

Mentre le onde spaziali si smorzano piuttosto rapidamente e la loro ampiezza si riduce notevolmente con la distanza, le onde massimali, a causa del loro carattere superficiale, possono propagarsi alle maggiori distanze e sono le ultime a dissiparsi; il rapporto tra le ampiezze delle onde massimali e delle onde spaziali cresce quindi con l'aumentare della distanza.

Nei terremoti violenti di normale profondità (10 ~ 50 km) possono prodursi onde massimali di ampiezza eccezionale che hanno la possibilità di percorrere anche più di una volta il giro del globo (WII, WIII, etc.) conservando una energia sufficiente a potersi rilevare mediante strumenti di discreta sensibilità.

L'inizio del gruppo delle « M », come è noto, non è sempre facilmente individuabile. Esso è più o meno graduale e raramente brusco e netto; ciò è in accordo con le conclusioni a cui arriva il giapponese H. Nakano ([9]) che ha studiato le particolarità della propagazione di questo tipo di onde pur limitandosi a trattare il problema bidimensionale, con le consuete ipotesi di omogeneità ed isotropia del mezzo.

L'inizio di questa fase è spessissimo incerto perchè si confonde con le ultime onde della fase « L »; i periodi delle onde di quest'ultima fase, nei terremoti remoti e lontani, sono sempre notevolmente superiori a quelli che si riscontrano nella fase massimale, ma, per effetto della dispersione, verso la fine il gruppo stesso viene ad avere periodi confondibili con quelli che si osservano agli inizi della fase « M » e quindi ne risulta una configurazione di sovrapposizione che non lascia individuare se non con estrema difficoltà il punto di allacciamento delle due fasi. Il sismogramma della componente verticale

è quello che spesso dà l'indicazione più attendibile per stabilire l'inizio.

La fase principale fino alle onde di coda che vanno attenuandosi più o meno rapidamente a seconda della intensità e della natura della perturbazione iniziale, si presenta spesso come la successione di diversi treni di onde distinti e, talvolta, molto distanziati con ampiezze massime relative via via decrescenti.

L'ampiezza massima è in genere ad una distanza di tempo dall'inizio della fase che varia con la distanza epicentrale, ma senza una legge che possa prevederne l'andamento. Non è infrequente il caso in cui essa si riscontra a notevole distanza dall'inizio; se ne può avere un'idea dai dati della tabella n. 2 riportata più sotto.

La particolarità più saliente di questo tipo di onde, sulla quale intendo soffermare l'attenzione, è quella riferentesi ai periodi che più frequentemente ricorrono nelle registrazioni relative a terremoti normali, con distanze epicentrali comprese tra 3.000 e 20.000 km.

I periodi che si osservano per dette onde entro tali distanze variano all'incirca da un massimo di $28^s \sim 30^s$ ca., riscontrabile all'inizio o in vicinanza del primo massimo, ad un minimo di $14^s \sim 16^s$ delle onde di coda, passando piuttosto gradualmente attraverso i valori intermedi.

P. Caloi, in uno studio sull'analisi periodale delle onde sismiche ([10]), ha trovato che il sismogramma è costituito dal continuo susseguirsi di onde di rincalzo aventi periodo e velocità via via minori.

I periodi più frequenti sono quelli di $22^s \sim 24^s$ nei terremoti con distanze epicentrali da 5.000 km in poi.

I periodi compresi tra 24^s e 30^s sono un pò meno frequenti anzi si può dire che per distanze molto grandi, dai 14.000 km ai 20.000 km, i periodi iniziali, che generalmente crescono con la distanza, regrediscono e si mantengono inferiori ai 24^s (vedi tabella n. 2).

I periodi di $16^s \sim 18^s$ sono generalmente presenti e si possono osservare molto prima della fine del sismogramma, sia pure con ampiezze inferiori a quelle delle onde di maggior periodo che li precedono: sono i periodi che permangono più a lungo nelle registrazioni. Il sismogramma si estingue con onde aventi periodo compreso fra i $12 \sim 16$ secondi; in altre parole, fra questi valori sono compresi i periodi corrispondenti alle minime ampiezze determinabili.

L'aspetto complessivo che presenta questa fase in un sismogramma è dovuto senza dubbio all'effetto di dispersione; la dispersione è normale, cioè la velocità cresce col periodo. Le cause che producono la

dispersione possono essere molteplici ([11]): la gravità, la curvatura della terra, il progressivo aumento della velocità con la profondità, le discontinuità nella densità e nella rigidità, etc.

I periodi più grandi, molto spesso associati al massimo dell'ampiezza, si trovano generalmente alle più grandi distanze e ciò è dovuto anche all'effetto di estinzione.

Già F. Roesener ([12]) aveva cercato di dare una spiegazione del fatto che i periodi delle onde sismiche osservate sui sismogrammi presentano la tendenza ad aumentare man mano che cresce la distanza epicentrale.

Il coefficiente di assorbimento $K(\lambda)$ è funzione di λ ed è più grande per i periodi più brevi ([9]); se le onde di periodo più lungo hanno maggiore velocità di quelle aventi minore periodo, l'effetto della dispersione sarà tanto più notevole per quanto più grande è la distanza epicentrale ed è proprio quello che si verifica generalmente sui sismogrammi: le onde di maggior periodo hanno maggiore rilievo man mano che aumenta la distanza epicentrale.

Bisogna però tener presente anche un altro fatto fondamentale che risulta dalle osservazioni. Intanto, come abbiamo già osservato sopra, i periodi massimi riscontrati in terremoti avvenuti a distanze grandissime, regrediscono e si mantengono al disotto dei $22^s \sim 24^s$; e se poi si considerano le onde che hanno compiuto tragitti notevolmente lunghi sulla superficie terrestre, come le « W_{II} », « W_{III} », etc., fino cioè a superare un giro e oltre lungo il cerchio massimo passante per l'epicentro e la stazione, si osservano periodi attorno ai 16^s.

Ora mentre la dispersione e l'assorbimento possono giustificare pienamente l'aspetto della fase massima in un sismogramma, non spiegano da soli il fatto della prevalenza del periodo sopraindicato per le onde che hanno percorso un cammino lunghissimo.

Dobbiamo invocare qualche altro fattore come causa determinante di questa specie di trasparenza preferenziale per detto periodo.

Tra tutte le svariate teorie che sono state elaborate nei riguardi delle onde superficiali, da Lord Rayleigh in poi, nessuna prevede questo fatto.

Il complesso dei risultati dell'esperienza può spiegarsi qualitativamente così: la energia delle onde superficiali, che si generano cioè nella crosta terrestre, ha all'origine un particolare spettro di distribuzione che dipende dalla natura della scossa iniziale e dalle caratteristiche dello strato più esterno (natura, spessore, costanti fisiche, etc.).

Questo spettro, man mano che l'energia si propaga, va modificandosi per perdite dovute a riflessioni, rifrazioni, dispersione, assorbimento selettivo (per particolari stratificazioni), assorbimento per diffusione, etc., a seconda della direzione di propagazione, perchè con la direzione di propagazione variano le costanti elastiche e le proprietà fisiche dello strato superficiale che naturalmente è ben lontano dall'essere omogeneo e isotropo come quasi tutte le teorie presuppongono, salvo alcune che tutt'al più si limitano a considerare due o tre stratificazioni orizzontali differenti.

Le variabili più importanti che possono modificare la struttura dello spettro energetico sono: lo spessore esterno (per es., lo spessore aumenta sotto le grandi catene di montagne e sotto gli oceani è minore che sotto i continenti) e le eterogeneità incontrate orizzontalmente che variano nella maniera più imprevedibile (ciò spiega la grande diversità che presentano i sismogrammi relativi a terremoti provenienti da diverse direzioni anche per una stessa profondità ipocentrale e pressochè identica natura della scossa origine, specialmente alle piccole distanze epicentrali).

I piccoli periodi sono quelli che maggiormente risentono delle eterogeneità interessanti zone di limitata estensione disseminate lungo il tragitto della perturbazione e quindi vengono rapidamente estinti.

Nella tabella che segue (^{s}) si può constatare come varia in maniera accentuatissima il coefficiente di assorbimento globale passando dai periodi brevi ai più lunghi. Si può vedere, per es., come il coefficiente di assorbimento globale per un periodo di 4^{s} è più di mille volte maggiore di quello corrispondente ad un periodo di 20^{s}.

TABELLA N. 1.

T. in sec.	4	5	6	8	10	12	15	20
K in km^{-1}	155.10^{-3}	50.10^{-3}	$20,6.10^{-3}$	$5,58.10^{-3}$	$2,0.10^{-3}$	$1,02.10^{-3}$	$0,41.10^{-3}$	$0,14.10^{-3}$

Le modificazioni dello spettro dell'energia sono quindi tali che, venendo ad essere maggiormente assorbite le vibrazioni di breve lunghezza d'onda, le onde di maggior periodo possono propagarsi alle maggiori distanze e risulta così che lo spettro della fase massima, come si presenta in un sismogramma di un terremoto lontano ($\Delta = 5000 \sim 20.000$ km) finisce per contenere periodi variabili dai 30^{s} ai 16^{s}; infatti,

più grande diviene la distanza, più semplice è l'aspetto di questa parte del sismogramma.

In un tragitto che comprenda maggiori distanze percorse da questo tipo di onde, le eterogeneità e la variabilità degli spessori della stratificazione più esterna sono tali che soltanto le onde con periodi attorno ai 16^s riescono a resistere all'usura e costituiscono l'ultimo residuo della filtrazione.

Per confermare quanto sopra è stato illustrato e per dare un'idea della distribuzione dei periodi delle onde « M » al variare della distanza epicentrale, ho creduto oppòrtuno offrire come esempio probativo, i dati delle osservazioni riferentisi ad un qualsiasi periodo di tempo.

I risultati che si sono ottenuti sono in ottimo accordo con quelli trovati da Caloi, Gutenberg, Macelwane, Visser, Wegener ed altri.

Tabella n. 2.

N°	Data	Carattere	Coordinate epicentrali λ	Coordinate epicentrali φ	H	Autorita'	Δ	M	T_M	M−H osservato	M−H secondo Macelwane	m_Z	T_{m_Z}	W_{II}	$T_{W_{II}}$	m_Z−M
					h m s		Km	h m s	sec.	m	m	h m s	sec	h m s	sec.	
1	5 Gennaio 1946	II_u	167° E	16° S	19 57.3 –	U.S.C.G.S.	16.250	21 15 20	26.–	78.0	81.0	21 20 45	25 –	21 54 45	17 –	5.4
2	12 " "	"	147°5 W	59°0 N	20 25.7 –	"	8.600	21 08 05	19.–	42.3	43.3	– – –	–	23 02 10	18 –	–
3	20 " "	I_u	166° E	15° S	16 54 02	Pasadena	16.100	18 13 30	25.–	79.5	79.8	18 24 32	20 –	19 01 30	15 –	11.0
4	12 Marzo "	"	105°5 W	35°8 S	0 02 00	J. S. A.	14.700	01 14 00	23.–	72.0	73.0	01 21 23	18.–	– – –	–	6.4
5	" " "	I_r	53° E	31°0 N	02 21 56	B.C.I.S.	3.750	02 42 07	17.–	20.2	20.1	02 46 06	16 –	– – –	–	4.0
6	15 " "	I_u	118° W	35°7 N	13 49.6 –	U.S.C.G.S.	10.000	14 37 10	20.–	47.6	50.1	14 41 52	19.5	– – –	–	4.7
7	26 " "	"	110° E	2°0 N	17 09.0 –	B.C.I.S.	10.500	18 00 30	24.–	51.5	52.4	18 08 38	22.–	19 26 10	15.–	8.1
8	28 " "	I_r	62°2 E	25° N	23 30 47	"	4.950	23 59 20	17.–	28.5	25.4	00 01 26	15 –	– – –	–	2.1
9	29 " "	II_u	80° W	2°0 S	07 26 12	J. S. A.	10.300	08 15 50	21 –	49.6	51.5	08 37 18	16.–	09 51 30	15.–	21.5
10	1 Aprile "	III_u	163°5 W	53°1 N	12 28 53	B.C.I.S.	9.400	13 15 00	21.–	46.1	47.2	13 21 47	20.–	15 00 00	18.–	5.8
11	" " "	I_u	"	"	16 59 08	"	"	17 46 40	20.–	47.5	"	17 59 16	17 –	– – –	–	12.6
12	" " "	"	"	"	18 57 27	"	"	19 44 00	22.–	46.5	"	19 58 52	18.–	21 25 30	17 –	14.9
13	2 " "	"	"	"	04 13 16	"	"	05 00 00	21.–	46.7	"	05 14 54	17.–	– – –	–	"
14	11 " "	III_u	13° W	4° S	01 52.1 –	"	5.700	02 19 15	15.–	27.2	29.1	02 20 55	15.–	04 49 00	16.–	1.7
15	23 " "	I_u	140° E	51° S	– – –	—	15.950	06 13 57	25.–	—	—	06 17 58	22.–	06 51 00	"	4.0
16	3 Maggio "	II_u	159°5 E	27°5 S	22 00.2 –	B.C.I.S.	16.600	23 24 06	28 –	84.1	82.2	23 38 50	26.–	23 58 00	18.–	14.7
17	8 " "	"	98° E	1° S	05 20.2 –	U.S.C.G.S.	9.700	06 11 25	22.5	51.2	48.6	– – –	–	– – –	–	–
18	" " "	I_u	143° E	2° S	09 45.6 –	B.C.I.S.	13.300	10 51 56	23.–	65.3	66.2 –	11 02 38	19	11 58 00	16 –	10.7
19	15 " "	"	96° W	16° N	22 10.6 –	J. S. A	10.300	22 59 00	21.5	48.4	51.5	23 08 20	17.–	– – –	–	9.3
20	2 Giugno "	"	121° E	23° N	01 09.1 –	B.C.I.S.	9.750	01 58 06	22.5	49.0	48.8	02 07 09	16.–	– – –	–	9.0
21	6 " "	"	10° W	7°5 S	10 39 10	U.R.S.S.	5.950	11 07 28	16.5	28.3	30.4	11 14 28	14.–	– – –	–	7.0
22	7 " "	II_u	94°6 W	16°7 N	04 13 18	J. S. A	10.100	05 00 50	22.–	47.1	50.6	05 05 26	19.–	– – –	–	4.6
23	12 " "	I_u	144°3 E	12°3 N	16 08 27	B.C.I.S.	12.250	17 09 06	24.–	60.6	61.0	17 16 50	20.–	18 28 00	16.–	7.7
24	15 " "	"	129° E	3° S	19 29.3 –	"	12.300	20 31 00	26.–	61.7	61.3	20 46 24	20.–	21 47 00	18.–	14.4
25	20 " "	I_r	66° E	29° N	00 34 55	"	5.000	01 01 00	16.–	26.1	25.6	01 10 30	15.–	– – –	–	9.5
26	26 " "	I_u	171°5 E	43°2 S	12 34.7 –	U.S.C.G.S.	18.300	14 05 40	22.–	91.0	90.6	14 12 35	20 –	14 21 30	17.–	6.9
27	28 " "	"	"	"	07 12.8 –	"	"	08 44 30	22.–	91.7	"	03 55 10	19.–	09 02 00	16.–	10.7

E' stato preso il periodo dal 1° gennaio al 30 giugno 1946, tenendo presenti soltanto i terremoti lontani le cui registrazioni fossero abbastanza chiare da poterne trarre dati sicuri. Quelli sopra riportati si riferiscono alle misure fatte sulle registrazioni della sola componente verticale di un sismografo tipo Wilip-Galitzin a registrazione fotografica della stazione sperimentale di Roma dell'Istituto Nazionale di Geofisica.

Nella tabella n. 2 vengono riportati i dati delle osservazioni riguardanti i tempi di arrivo e i periodi delle onde « M » e « W_{II} » ed inoltre i tempi ed i periodi relativi al massimo dell'ampiezza.

Le coordinate geografiche e temporali delle scosse sono state prese dai bollettini sismici nazionali e stranieri e ad essi si fa riferimento nella tabella.

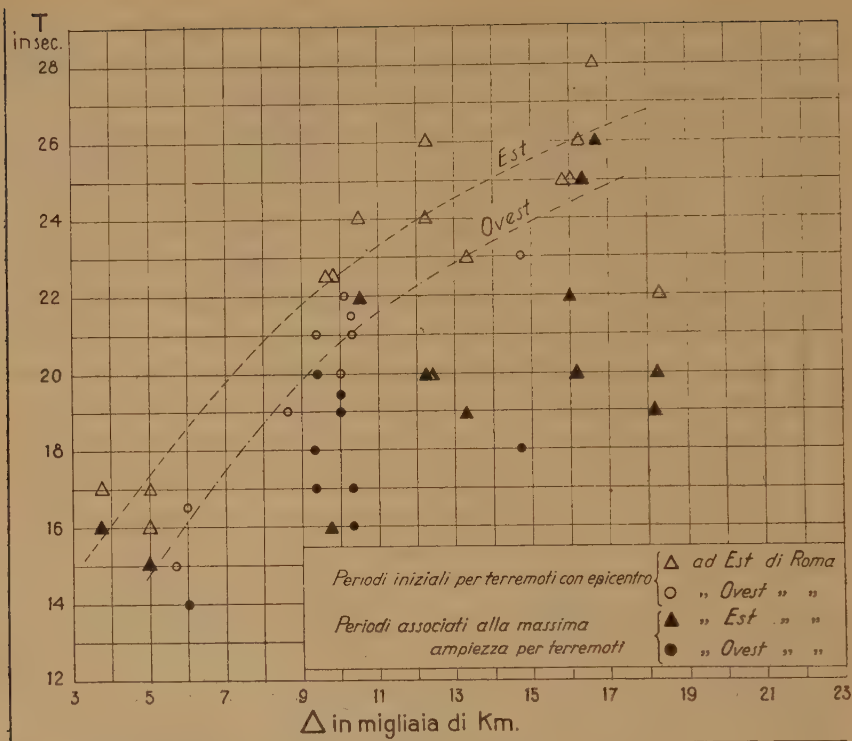
Le distanze epicentrali sono state computate su una carta delle linee equidistanti ed isoazimutali avente centro in Roma ([12]) e ciò è sufficiente ai fini del presente studio.

Dalla tabella intanto appare subito confermato il diverso valore della velocità di propagazione delle onde « M » relativamente ai tragitti subatlantici e continentali; la velocità nei primi è maggiore che nei secondi; questo fatto è stato già osservato da insigni sismologhi (Gutenberg, Caloi ([10, 13]), etc.). Dai dati della tabella appare in maniera evidente una diversità nei tempi di tragitto relativi a terremoti con epicentro nell'emisfero occidentale rispetto al meridiano di Roma e nell'emisfero opposto. Nella tabella si è posto, a fianco del tempo osservato, quello corrispondente alla distanza data, letto sulle tabelle del Macelwane. Si nota così che le « M » sono in anticipo rispetto ai tempi delle tabelle predette quando si riferiscono a terremoti avvenuti ad occidente della stazione.

Quanto all'intervallo di tempo tra l'inizio della fase ed il massimo dell'ampiezza non si può trarre alcun fatto notevole e non v'è alcun indizio che lasci intravedere una qualsiasi dipendenza con la distanza epicentrale.

Nel diagramma che segue sono stati riportati i periodi in corrispondenza delle distanze epicentrali e sono stati contrassegnati con simboli diversi i periodi iniziali relativi alle onde « M » di terremoti aventi epicentro ad Est e ad Ovest di Roma. Analogamente è stato fatto per i periodi associati alla massima ampiezza.

Si vede chiaro l'effetto di dispersione e assorbimento: il periodo iniziale e dei massimi cresce con la distanza epicentrale.



I dati nell'insieme non permetterebbero di calcolare una qualsiasi legge di variazione dei periodi iniziali con la distanza, onde verificare le formule dettate da altri ricercatori (Sewaza, Caloi, Gutenberg, etc.); però la distinzione mediante diversa punteggiatura, mette in evidenza un fatto mai finora osservato nella vasta letteratura scientifica delle onde superficiali, e che sarebbe d'altra parte opportuno sottoporre a ricerche più rigorose su statistiche più numerose: i periodi iniziali delle « M » di terremoti con epicentro ad Est di Roma sono, generalmente, sensibilmente minori, a parità di distanza, dei corrispondenti periodi di terremoti aventi origine nell'emisfero opposto.

La distribuzione dei periodi associati alle massime ampiezze non è tale da permettere di fare analoga distinzione; e ciò è spiegabile in quanto i periodi iniziali dipendono dall'effetto di dispersione e assorbimento combinati, mentre i periodi associati alle massime ampiezze dipendono dalla natura della scossa e del mezzo in cui si è generata.

I periodi osservati per le « W_{II} » confermano quanto sopra è stato detto. Essi restano compresi fra i 14^s e 18^s.

RIASSUNTO

Dopo alcune considerazioni sulle principali caratteristiche delle onde massimali, con speciale riguardo ai periodi che si riscontrano sulle registrazioni di terremoti lontani, si dà una spiegazione qualitativa del fatto che i periodi delle onde che hanno percorso tragitti lunghissimi, come, per es., le « W_{II} », si aggirano attorno al valore di 16ˢ. Vengono quindi riportati i dati delle osservazioni riferentisi al primo semestre dell'anno 1946. Le risultanze di dette osservazioni costituiscono una ulteriore conferma di quelle a cui sono pervenuti, in studi analoghi, eminenti sismologhi. Viene successivamente messa in evidenza una sensibile differenza, a parità di distanza epicentrale, nei periodi iniziali della fase massima relativamente a terremoti con epicentro ad Est di Roma e nell'emisfero opposto.

BIBLIOGRAFIA

(1) RAYLEIGH, Lord (Strutt, J.W.), *On waves propagated along the plane surface of an elastic solid.* Proc. Math. Soc. London 17: 4-11 (1885).

(2) LAMB H., *On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid.* Phil. Trans. Roy. Soc. London (A) 203: 1-12 (1904).

(3) LOVE, *Some problems of Geodynamics.* Cambridge University Press.

(4) GALITZIN B., *Vorlesungen über Seismometrie.*

(5) CALOI P., *Sopra alcuni nuovi sistemi di onde sismiche a carattere superficiale oscillanti nel piano principale.* Rend. R. Acc. d'Italia, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat. s. VII v. II 1940.

(6) PANNOCCHIA G., *Studio sulla fase massima di un terremoto lontano.* Ric. Scient. 12, 595-613 (1941).

(7) LEET L. DON, *Empirical investigation of surface waves generated by distant earthquakes. Publ. Dominion Observatory,* Ottawa 1931.

(8) GIORGI M.-VALLE P. E., *Contributo allo studio delle onde « M ».* Ann. di Geofisica, 1, (1948).

(9) NAKANO H., *On Rayleigh waves.* Jap. Journ. of Astr. and Geoph. 5, 233-326 (1925).

(10) CALOI P., *Analisi periodale delle onde sismiche e problemi ad essa connessi.* Ric. Scient. a. X n. 4 (1939).

(11) STONELEY R., *Dispersion of seismic waves.* M.N.R.A.S. Geophys. Suppl. vol. I, (1925).

(12) ROESENER F., *Vergleichende Untersuchungen über die Perioden der Erdbebenwellen mit besonderer Berücksichtigung der Nachläuferwellen.* Gerlands Beiträge z. Geophysik 12, 207-276 (1912).

(13) CALOI P., *Onde sismiche superficiali e loro assorbimento da parte del mezzo.* Universo, a. XXIII, n. 7 (1942).

(14) LO SURDO A., *La registrazione e lo studio dei fenomeni sismici nell'Istituto nazionale di geofisica del C.N.R.* Ric. Scient. a. XI n. 10 (1940).

LE CELEBRAZIONI PER IL 75° ANNIVERSARIO DELL'ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE ITALIANO

In occasione della celebrazione per il 75° anniversario dell'Istituto Geografico Militare si è tenuto a Firenze, nei giorni dal 27 al 31 ottobre 1947, un Convegno scientifico internazionale, durante il quale vennero discussi i seguenti temi: 1) Compensazione d'insieme delle reti geodetiche europee; 2) Triangolazione aerofotogrammetrica; 3) Recenti progressi nel calcolo degli obbiettivi fotografici; 4) Normalizzazione nel campo dell'ottica.

Si ebbero pure pubbliche riunioni della Commissione Geodetica Italiana e del Centro Studi per la Gravimetria e l'Isostasia.

Al Convegno — che ebbe a Presidente il Prof. Gino Cassinis, Direttore del Politecnico di Milano, Presidente della Commissione Geodetica Italiana, e a Segretario il Prof. Antonio Marussi, ingegnere geografo dell'Istituto Geografico Militare — erano largamente rappresentate Istituzioni scientifiche nazionali ed estere. Si ebbero rappresentanze di 23 Nazioni estere.

Parteciparono inoltre al Convegno il Prof. Pierre Tardi, Segretario dell'Associazione Internazionale di Geodesia, l'Ammiraglio Chester L. Nichols, per il Bureau Hydrographique International, ed il Col. Floyd Woodworth Hough, capo della Divisione Geodetica dell'Army Map Service degli S. U.A.

Il Convegno fu inaugurato il 27 ottobre con un saluto del Sindaco di Firenze e un discorso introduttivo del Prof. Cassinis. Il Gen. F. Gelich, Direttore dell'Istituto Geografico Militare, illustrò quindi il contributo portato dall'Istituto alla soluzione di alcuni importanti problemi geodetici.

Le sedute a sezioni riunite del Convegno iniziarono il 28 ottobre. Furono trattate questioni di «Triangolazione aerofotogrammetrica» (Proff. Dore e Solaini, sig. Santoni e Dott. Bartorelli), con interventi del Prof. Zeller del Politecnico di Zurigo e del Prof. Cassinis, il quale auspicò la formazione di un'organizzazione internazionale di studi e di esperienze nel campo della triangolazione aerea.

Il 29 ottobre si passò alla discussione sul tema della compensazione d'insieme delle reti geodetiche europee. Dopo una trattazione panoramica del tema, seguirono le relazioni dei Proff. Boaga, Marussi e Marcantoni. Sullo stesso argomento si ebbero

comunicazioni del Prof. Rune di Stoccolma e dell'Ammiraglio statunitense Nichols — il quale osservò che con i moderni metodi elettronici introdotti nella navigazione (Radar, ecc.) le esigenze di precisione si sono talmente accresciute, che una unificazione geodetica mondiale si impone — dei Proff. Boaga e Pacella e dell'ing. Paroli.

I lavori sul primo tema continuarono il giorno 30 con comunicazioni dei Proff. Marussi e Hristov di Sofia, del Col. Hough dell'U. S. Army Map Service, del Prof. Boaga, dell'ing. De Campos Guereta di Madrid, del Prof. Tardi e del Prof. Cassinis, che riassume la discussione e dichiara chiuso il Convegno.

Le riunioni pubbliche della Commissione Geodetica Italiana e del Centro Studi per la Gravimetria e l'Isostasia, furono presiedute dal Prof. Cassinis. Si ebbero comunicazioni dei Proff. Dore, Cassinis, Tardi, Direttore del Bureau Central dell'Association International de Géodésie, Mader della Technische Hochschule di Vienna, Marussi, Tenani, Solaini, Pacella, Morelli e Boaga.

Infine il Gen. Gelich ringrazia il Prof. Cassinis e tutti i convenuti per il loro contributo alla celebrazione del 75° anniversario di vita dell'Istituto Geografico Militare.

Una relazione sulle discussioni dei due temi di Ottica, avvenute al Convegno (parallelamente a quelle sui temi di Geodesia e Fotogrammetria) si trova nel Bollettino dell'Associazione Ottica Italiana.

L'Istituto Nazionale di Geofisica fu rappresentato al Convegno dal suo Direttore, Prof. Antonino Lo Surdo.

RECENSIONI

KAWABATA J.: *Seismic or Volcanic Zone and the Deflection of the Vertical* - Jour. Meteorol. Soc. Jap. Tokyo, 17, 1939, pp. 320-325.

In questa nota preliminare l'Autore avanza l'opinione che la deviazione della verticale, riferita all'ellissoide di riferimento che approssimativamente rappresenti la superficie del geoide nella regione considerata, è non soltanto molto grande in valore assoluto, ma anche molto sistematica e regolare in direzione nei distretti dove l'attività sismica o vulcanica è intensa. *(C. M.)*

DUCLAUX M. J.: *La trasparence de l'atmosphère* - Jour. de Physique, Serie VIII, 2, 1940, pag. 41.

Le misure del coefficiente K di assorbimento atmosferico sono in generale rappresentate dalla formula $K = A + B\,\lambda^{-m}$ in cui $B\,\lambda^{-m}$ è il termine corrispondente alla diffusione molecolare mentre A è un termine che non dipende dalla lunghezza d'onda della luce. L'autore critica tale formula facendo osservare come per quanto riguarda il termine B non è esatto ritenerlo indipendente dalla lunghezza d'onda della variazione. Da una serie di misure eseguite egli ritiene che detto termine B cresca col diminuire della lunghezza d'onda della radiazione. (*F. P.*)

DUFAY JEAN: *L'absorption atmosphèrique et la loi en* λ^{-4} - Jour. de Physique, Serie VIII, 7, 1940, pag. 251.

La teoria di Rayleigh sulla diffusione molecolare della luce nei gas trasparenti è stata applicata con successo allo studio dell'assorbimento atmosferico. Per quanto riguarda l'assorbimento il confronto tra i valori calcolati dalla teoria e quelli ottenuti sperimentalmente mostra che questi ultimi sono sempre superiori. Tale fatto è attribuito da vari sperimentatori all'esistenza di nebbia in vicinanza del suolo. L'autore aveva già precedentemente stabilito un metodo che ricavasse la densità ottica del mezzo in funzione dell'indice di rifrazione dell'aria e della quarta potenza della lunghezza d'onda della luce. Partendo da alcune obiezioni mossegli dal Duclaux, l'autore mostra che, pur non essendo verificati esattamente, i metodi analitici basati sulla legge della quarta potenza di λ sono da preferirsi a qualunque altro metodo analitico. In proposito egli fa una applicazione del suo metodo alle misure ottenute dalla Smithsonian Institution dal 1920 al 1930 a Montezuma. *(F. P.)*

HOWELL L. G., KEAN C. H. e THOMPSON R. R.: *Propagation of elastic waves in the earth* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 1-14.

Gli autori riferiscono i risultati di esperienze da loro eseguite sulla propagazione delle onde elastiche nei materiali in superficie o degli strati immediatamente sottostanti. Lo studio è interessante perchè, per la prima volta forse, essi sperimentano su una larga gamma di frequenze pure da circa 20 a 2000 Hertz.

Essi producono le vibrazioni del terreno mediante apparecchi di due specie: un vibratore elettrodinamico del tutto simile nel funzionamento ad un altoparlante elettrodinamico e un vibratore a magneto-strizione; le vibrazioni stesse possono essere generate o direttamente alla superficie o ad una profondità di qualche metro entro il terreno. Un fatto interessante da rilevare è che nel caso della frequenza di 20 Hertz si possono ottenere grandi ampiezze quando il vibratore è applicato direttamente alla superficie; quando invece il vibratore poggia nelle cavità entro il terreno le ampiezze risultano molto diminuite. Molto probabilmente nel primo caso gran parte dell'energia serve a produrre onde superficiali di Rayleigh.

La distribuzione dell'energia nelle diverse direzioni è piuttosto irregolare e gli autori danno i risultati ottenuti, circa l'andamento delle ampiezze, per le varie frequenze a varie distanze prese sia in direzione orizzontale che in direzione verticale. Così per es. mentre le ampiezze in vicinanza della superficie decrescono con l'aumentare della frequenza, in profondità, le ampiezze di tutte le frequenze sono pressochè uguali.

Per quanto riguarda la velocità osservata mediante la trasmissione di impulsi costituiti di vibrazioni di alta frequenza si trovano dromocrone rettilinee almeno fino alle distanze considerate (400 m ca.) e si hanno valori molto prossimi a quello della velocità del suono nell'acqua.

Inoltre non si ha una diminuzione dell'ampiezza in accordo con la legge dell'inverso della distanza; ciò potrebbe attribuirsi al fatto che le alte frequenze restano più o meno confinate entro certi strati presentanti caratteristiche particolarmente favorevoli alla loro trasmissione. *(M. G.)*

FISHER J. W.: *An experimental device for computing magnetic and gravitational anomalies* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 22-30.

Nelle prospezioni gravimetriche come in quelle magnetiche il problema fondamentale è quello della interpretazione delle anomalie ed è un problema sempre molto difficile a risolversi anche quando si facciano ipotesi molto semplificative attribuendo le perturbazioni, per es., a materiali omogenei e di costante densità o costante suscettibilità magnetica limitati da date superfici, etc. In questa nota l'autore illustra un metodo elettromagnetico ideato per la rapida ed esatta determinazione di certe anomalie derivanti da determinate forme strutturali che con altri metodi richiederebbero calcoli laboriosissimi. Anche nei problemi riducibili a due sole dimensioni il calcolo delle anomalie dovute a strutture relativamente semplici può essere molto faticoso mentre il problema inverso della ricerca della struttura che dà luogo ad una certa anomalia osservata può risolversi soltanto per tentativi.

Lo studio esposto in questa nota è basato sul fatto che una anomalia gravitazionale o magnetica può esprimersi come funzione dell'angolo solido sotto cui dal luogo di osservazione si vede il contorno della massa producente l'anomalia stessa. L'autore descrive un modello elettromagnetico che consente una misura diretta della grandezza richiesta.

Egli immagina di sostituire alla particolare massa a cui si deve imputare l'anomalia una specie di solenoide con spire disposte verticalmente equidistanti ma di forma e disposizione tale da riprodurre la sagoma della massa perturbatrice.

Un'altra piccola bobina esploratrice si colloca invece nel punto che corrisponde a quello da cui si devono eseguire

le osservazioni gravimetriche o magnetometriche. Si misura quindi l'induzione mutua fra la bobina esploratrice e il solenoide che fa le veci della massa perturbatrice; questa misura può mettersi in relazione con l'anomalia magnetica o gravitazionale derivante dalla struttura in similitudine. *(M. G.)*

PEKERIS C. L.: *Direct method of interpretation in resistivity prospecting* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 31-42.

L'autore illustra mediante opportuni diagrammi e tabelle un metodo per determinare la variazione della conduttività con la profondità entro la terra supposta avente una struttura stratificata con strati orizzontali. *(M. G.)*

VON ORSTRAND C. E.: *Geothermal methods of estimating the age of the earth* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 57-79.

L'autore dà alcune tabelle dei valori delle costanti che occorrono per il calcolo delle temperature alle varie profondità nella terra; sia per una terra omogenea non radioattiva sia per una terra radioattiva quando si consideri limitata da una superficie a temperatura costante.

I calcoli rigorosi conducono a risultati importanti, per es. il valore che si ottiene per la temperatura al centro della terra è in accordo con il gradiente geotermico osservato; si ottiene pure che lo stato fluido dei materiali terrestri alla profondità di 500 km, regione dei terremoti profondi, è spiegabile come effetto del calore prodotto dai fenomeni radioattivi.

Alle profondità comprese fra i 30 e i 500 Km. l'effetto combinato di riscaldamento e raffreddamento può produrre variazioni di volume mediante ricristallizzazione di sostanze che hanno temperature prossime ai loro valori critici; non è da escludere che queste espansioni e contrazioni siano la causa dei terrèmoti. *(M. G.)*

MUSKAT M. e MERES M. W.: *Reflection and transmission coefficients for plane waves in elastic media* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 115-148.

Gli autori danno i risultati di una serie di calcoli sistematici riguardanti i valori dei coefficienti di riflessione e rifrazione per onde piane incidenti sulla superficie di separazione di strati terrestri aventi proprietà fisiche differenti. Queste tabelle di grandissima utilità nella sismologia applicata alla prospezione mineraria, colmano una lacuna e rappresentano, pur nella loro inevitabile limitatezza, quanto di meglio finora esista nei riguardi di questo problema poichè fino ad oggi, da quando Knott espresse le equazioni per la rifrazione delle onde piane in mezzi elastici stratificati, non esistono che calcoli limitati a un certo numero di casi speciali interessanti sopratutto lo studio del problema generale della conoscenza della struttura della crosta terrestre.

Gli autori hanno tabulato i valori delle ampiezze delle onde longitudinali e trasversali riflesse e rifratte, nonchè delle rispettive intensità ed energie. Per le onde longitudinali i valori vengono dati per angoli di incidenza compresi tra 0° e 30° di 5° in 5°. Per le onde trasversali polarizzate nel piano di incidenza i valori vengono dati soltanto per 4 valori dell'angolo di incidenza fino a 16° circa.

Per onde trasversali polarizzate in un piano normale al piano di incidenza i valori sono dati per tutti gli angoli di incidenza di 5° in 5°. Tutti i numeri poi sono dati per i valori del rapporto tra le densità dei mezzi compresi tra 0,7 e 1,3 di decimo in decimo, e per i valori del rapporto delle velocità dei mezzi contigui compresi tra 0,5 e 2, o di 0,25 in 0,25. *(M. G.)*

MUSKAT M. e MERES M. W.: *The seismic wave energy reflected from various types of stratified horizons* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 149-155.

Allo stato attuale dello sviluppo della pratica delle prospezioni sismiche non esistono metodi precisi basati sui rilievi delle ampiezze o delle intensità delle onde (dirette, riflesse, rifratte) registrate per la determinazione delle caratteristiche fisiche degli strati del sottosuolo e questo perchè una moltitudine imprecisabile di effetti estranei (mancata conoscenza della distribuzione della energia alle varie frequenze, estinzione dovuta ad eterogeneità del mezzo, assorbimento degli strati sedimentari, etc.) si sovrappone ai semplici fenomeni di riflessione o rifrazione. Tuttavia la conoscenza dei coefficienti di riflessione e di rifrazione per varie stratificazioni può costituire la base per una stima qualitativa ed orientativa specialmente nei riguari della previsione dei risultati possibili ad ottenersi sotto condizioni note a priori. Gli autori fanno in questa nota due applicazioni pratiche delle tabelle dei coefficienti di riflessione o rifrazione da loro stessi calcolate e riportate in una nota precedente (Geophysics, vol. V. 1940, pp. 115-148). Essi ricercano l'influenza dell'angolo di incidenza sulla frazione dell'energia incidente che ritorna in superficie, e l'effetto del diverso valore della velocità nelle successive stratificazioni sul valore dell'energia di ritorno. *(M. G.)*

WIDESS M. B. e HASKELL N. A.: *The computation and mapping of seismic reflection data* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 156-168.

In genere i dati delle prospezioni sismiche vengono interpretati sulla base di una propagazione rettilinea delle perturbazioni sismiche, sopratutto per ragioni di semplicità specialmente quando si tratta di rilievi in stratificazioni non molto profonde. Quando però si tratti di stratificazioni profonde non si può non tener conto delle variazioni della velocità con la profondità e si cerca allora di eliminare gli errori mediante l'uso dei raggi curvilinei. L'autore fatti alcuni richiami sulle equazioni fondamentali per raggi curvilinei con l'ipotesi di un gradiente verticale della velocità, mediante considerazioni sulla curvatura del fronte d'onda dell'onda riflessa da una stratificazione più o meno profonda deduce un'espressione dell'angolo di emergenza in funzione del tempo di propagazione dell'onda riflessa. Viene inoltre considerato l'effetto della eventuale curvatura dello strato riflettente nonchè l'aspetto tridimensionale. Poichè il procedimento viene sviluppato partendo dall'ipotesi di una velocità funzione soltanto della profondità, l'autore dà delle indicazioni circa le correzioni che si debbono apportare onde tener conto di un eventuale gradiente di velocità non puramente verticale. *(M. G.)*

GAY MALCOM W.: *Relative gravity measurements using precision pendulum equipment* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 176-191.

Un comodo mezzo per la taratura degli apparecchi per la gravimetria è quello del confronto delle misure fatte in due diversi punti tra cui si conosca la differenza dei valori della accelerazione di gravità; l'autore usando una coppia di pendoli speciali di quarzo appositamente costruiti, mostra la grande precisione che si può ottenere nella determinazione relativa della gravità. Egli illustra i metodi tecnici operativi seguiti in questo genere di misure e dà pure una tabella dei possibili fattori che possono perturbare il periodo del pendolo indicando con opportune osservazioni, le misure da prendersi per il controllo del-

le cause perturbatrici, allo scopo di raggiungere la precisione di 10^{-7} g. *(M. G.)*

RUST W. M.: *Typical electrical prospecting methods* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 243-249.

L'autore fa una rassegna critica dei metodi elettrici di prospezione specialmente nei riguardi del loro impiego nelle ricerche del petrolio e spiega la generale insufficienza di detti metodi per tal genere di ricerca; sostanzialmente egli però è del parere che i metodi elettrici sono destinati ad avere un più fortunato avvenire nei sondaggi petroliferi non per la loro efficacia diretta ma per via di effetti secondari che si producono negli strati terrestri sovrapposti ai depositi naturali di questo minerale. *(M. G.)*

PENTZ HAROLD H.: *Formulas and curves for the interpretation of certain two-dimensional magnetic and gravitational anomalies* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 295-306.

L'autore dà alcune formule ed alcune curve utili per il calcolo della profondità, dimensioni, etc., di uno strato disposto verticalmente, e di uno strato orizzontale immersi in un mezzo uniforme avente proprietà fisiche diverse. Il metodo è ugualmente utile sia nelle ricerche gravimetriche che in quelle magnetiche. *(M. G.)*

WOLF ALFRED: *Tidal force observations* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 317-320.

L'autore dà un ragguaglio delle osservazioni sulla variazione della gravità in dipendenza dell'azione perturbatrice solare e lunare, da lui eseguite con un gravimetro La Coste-Romberg del tipo astatico, presso il laboratorio della Geophysical Research Corporation di Tulsa nell'Oklahoma. Egli fa un confronto tra la curva gravimetrica teorica dedotta dal potenziale gravitazionale sia del sole che della luna con la curva sperimentale ed ha così l'andamento esatto degli scostamenti della variazione gravimetrica effettiva dalla variazione gravimetrica teorica corrispondente ad una terra indeformabile.

In accordo con la teoria le variazioni corrispondenti nelle due curve sono pressochè in fase e le ampiezze della curva effettiva sono più grandi di quella teorica nel rapporto da 1 a 1,2 circa; cioè il fattore di Love: $1+h-\frac{3K}{2}$ è uguale a 1,2. *(M. G.)*

ELKINS THOMAS A.: *The reliability of geophysical anomalies on the basis of probability considerations* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 321-336.

Nelle osservazioni, quando i dati appaiono non normali ma con piccoli scostamenti dai risultati presunti regolari, sorge il problema se l'anomalia osservata abbia una reale consistenza oppure sia dovuta ad errori di carattere accidentale. Lo scopo che si prefigge l'autore di questa nota è quello di mettere il ricercatore in grado di rispondere a questo problema. Egli si basa su concetti statistici e probabilistici. Suppone nota la distribuzione teorica degli errori e parte dall'ipotesi che l'anomalia osservata sia il risultato di dati errati; calcolando allora la probabilità del verificarsi di questo evento, può concludere che se essa è grande l'anomalia è molto probabilmente attribuibile ad errore, se invece la probabilità è piccola si può concludere per una reale esistenza dell'anomalia stessa.

Naturalmente sorge allora un altro quesito: quale sarà il valore limite tra probabilità grande e probabilità piccola in modo da poter decidere circa la reale esistenza dell'anomalia? L'autore cerca appunto di rispondere a questa do-

manda dando criteri opportuni e conferma le sue conclusioni applicando il metodo a casi concreti di ricerche gravimetriche. (*M. G.*)

RICKER NORMAN: *The form and nature of seismic waves and the structure of Seismograms* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 348-366.

L'autore parte dalla considerazione che anche nelle circostanze più favorevoli, quali possono realizzarsi con i mezzi usati nelle prospezioni sismiche, le registrazioni delle onde sismiche generate da una semplice scossa impulsiva sono sempre piuttosto complicate e questa complessa natura dei sismogrammi non è in accordo con la teoria della elasticità. L'autore parte dall'ipotesi che la grande differenza fra i sismogrammi che si hanno dalle onde derivanti dalle esplosioni e propagantesi attraverso la terra, rispetto a quelli ottenuti con onde propagantesi attraverso l'acqua, è dovuta all'assorbimento delle componenti di alta frequenza; cioè la terra ha uno spettro di assorbimento che tende ad assorbire le onde di alta frequenza molto più intensamente che non le onde di frequenza bassa. Poichè poco si sa nei riguardi della forma di questo spettro di assorbimento l'autore fa alcune ipotesi: i materiali costituenti la terra, per es., non obbediscono rigorosamente alla teoria della elasticità, le tensioni non sono proporzionali allo sforzo, si deve tener conto di una certa plasticità della isteresi elastica, etc.

Analogamente a quanto viene fatto nella teoria della propagazione della luce nei mezzi conduttori egli esprime la velocità mediante un numero complesso, cioè esprime le costanti elastiche del mezzo mediante numeri complessi e da uno spettro di assorbimento della terra mediante un opportuno parametro; questo parametro determina la forma dello spettro d'assorbimento.

Dimostra matematicamente che una brusca perturbazione sismica dà origine ad un gruppetto d'onde che si propaga e la sua forma è determinata dalla natura dello spettro d'assorbimento; dimostra ancora che un sismogramma è composto di una successione di questi gruppetti d'onde, che generalmente si sovrappongono ma talvolta risultano abbastanza chiari. L'autore deduce pure che il centro di questo gruppetto d'onde procede con una velocità che è caratteristica del mezzo e che il gruppetto, mentre si propaga, tende ad allargarsi con legge determinata. (*M. G.*)

MC CREADY H. J.: *Shot hole characteristics in reflection seismology* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 373-381.

La installazione di un impianto per la prospezione sismica di una data zona in genere si basa sulla scelta di due punti essenziali: il punto dove si fa avvenire l'esplosione ed il punto di ricezione. In genere il carattere di un sismogramma dipende da molti fattori: natura dell'onda all'origine, intensità, caratteristiche elastiche del mezzo attraversato, profondità degli strati, caratteristiche strumentali, etc., ma in maniera notevole dalla natura delle onde sismiche che si producono nel punto dove si colloca la mina esplosiva. E' su questo argomento che l'autore si sofferma per una interessante indagine circa l'influenza del foro di carica sulle caratteristiche delle registrazioni sismiche; egli analizza anche le modificazioni subite dal foro di carica nelle successive esplosioni in diversi casi, e le mette in relazione ai cambiamenti del carattere dei sismogrammi.

L'autore pensa che lo studio quantitativo dei sismogrammi sarebbe più completo e darebbe risultati migliori qualo-

ra si facesse precedere da un preliminare studio qualitativo allo scopo di eliminare l'influenza prodotta dal foro di carica. *(M. G.)*

WOLF ALFRED: *The time delay of a wave group in the weathered layer* - Geophysics, vol. V, 1940, pp. 367-372.

L'esame delle registrazioni delle onde riflesse nella prospezione del sottosuolo mostra che esse constano di un certo numero di gruppi d'onde; dato che la durata della esplosione della carica, in genere, è brevissima, la lunghezza della durata delle registrazioni è dovuta naturalmente alla dispersione ed all'assorbimento delle onde elastiche entro la terra; questi fattori dipendono naturalmente e dalla natura del mezzo e dalla particolare stratificazione dei materiali più esterni terrestri.

Il moto del suolo che si osserva consta in genere di gruppi di onde con una certa frequenza predominante. La velocità di propagazione di tali gruppi di onde è naturalmente la velocità di gruppo; in generale, anzi può dirsi che la velocità di gruppo è la velocità di propagazione dell'energia ed ha naturalmente un'importanza fondamentale sul problema della propagazione ondosa.

L'autore ne fa un'interessante applicazione nel calcolo del tempo di propagazione del gruppo di onde riflesse nello strato più esterno superficiale nel caso di una velocità costante e in quello d'una velocità crescente con la profondità; egli conclude che esso è funzione della frequenza e può differire dal tempo di emergenza del primo impulso. *(M. G.)*

OGASAHARA K.: *The local variation of atmospheric potential-gradient measured at Taihoku, Formosa, Japan* - Terr. Magnet. atm. electr., 1940, p. 52.

L'isola di Formosa si estende fra la zona temperata e la zona tropicale e sotto la doppia azione metereologica continentale e marittima si notano delle caratteristiche particolari: il campo elettrico atmosferico viene fortemente perturbato.

Studiando tali perturbazioni si può risalire alla conoscenza del fenomeno meteorologico. E' questo lo studio che fa l'autore basandosi su osservazioni effettuate a Taihoku dal giugno 1934 al luglio 1936, osservazioni basate prevalentemente sulle variazioni anormali del gradiente di potenziale. Nel suo articolo egli descrive il dispositivo sperimentale impiegato e riporta i dati sperimentali ottenuti, raggruppando le variazioni del gradiente di potenziale a Taihoku in tre tipi distinti: Estivo (da giugno ad agosto), invernale (da ottobre a marzo) e intermedio (da aprile a settembre). Mettendo in rilievo i fenomeni meteorologici verificatesi in corrispondenza di tali periodi, stabilisce delle conclusive relazioni tra fattore meteorologico e fattore elettrico. *(L. M.)*

MUKHERYI S. M. e PILLAI A. R.: *The electrical characterization of days at Colaba-Bombay-India*, during 1930-38 - Terr. Magnet. atm. electr., 1940. p. 135.

In base a dati sperimentali ottenuti con una serie di misure effettuate durante gli anni 1930-1938 a Colaba, è stata fatta una specie di statistica allo scopo di raggruppare i giorni in base alle loro caratteristiche elettriche: sono stati infatti classificati con carattere « O » i giorni in cui figura assenza di potenziale negativo, con carattere « 1 » i giorni in cui il gradiente di potenziale si mantiene negativo per una durata inferiore alle 3 ore, e con carattere « 2 » i giorni in cui la durata del gradiente di potenz. negativo supera le 3 ore .

Alcune tabelle compendiano i dati statistici. *(L. M.)*

SIL Y. M. e AGARWALA K. S.: *The atmospheric potential-gradient at Poona. India* - Terr. Magnet. atm. electr., 1940, p. 139.

Poona si trova su una catena di montagne, a 1830 piedi dal livello del mare. La stagione dei monsoni va dal giugno al settembre e in tale periodo il cielo si mantiene nuvoloso con qualche pioggia: ottobre e novembre sono mesi calmi e afosi; l'inverno, (da dicembre a febbraio) è nebbioso, mentre nell'estate, che precede la stagione dei monsoni, ci sono forti venti e l'aria è carica di polvere.

Dal settembre 1930 al dic. 1938 furono fatte a Poona una serie di misure sul gradiente di potenziale atmosferico, e sono riportati i risultati, su tabelle, ma limitati solo ai giorni in cui tali misure non erano disturbate da fattori meteorologici.

I valori più bassi si trovano dall'aprile all'agosto, i più alti nel dicembre e nel gennaio. Le misure sono state anche divise per stagioni ed effettuati dei grafici che mostrano la variazione diurna del gradiente nelle varie stagioni e la media annuale.

Tutte queste curve presentano 2 massimi e due minimi: la variazione invernale è la più accentuata, quella della stagione dei monsoni la meno. E' stata effettuata anche l'analisi armonica di Fourier dei grafici ed inoltre la curva della variazione annuale. Tale curva presenta un solo max. (in dic.) e un solo minimo (in giugno). (*L. M.*)

GISH O. H. e SHERMAN K. L.: *Analysis of local atmospheric-electric phenomena at College, Alaska* - Terr. magnet. atm. electr., 1940, p. 173.

Durante il II anno polare internazionale erano state fatte delle misure di elettricità atmosferica e si era concluso che i risultati di osservazioni effettuate sul mare non differivano dai risultati di osservazioni effettuate sulla terra. Gli autori invece mostrano che c'è differenza: un primo grafico riporta infatti il rapporto dei gradienti di potenziale misurati rispettivamente sul mare ed a College (Alaska): (Gs/Gc). Il valore di questo rapporto d'altronde serve anche a stabilire la variazione diurna locale del gradiente di potenziale. Accanto alla variazione del gradiente di potenziale vengono effettuate misure sulla variazione diurna della conducibilità λ dell'intensità della corrente ionica i, e della corrispondente resistenza della colonna d'aria R. Si è constatato che mentre d'inverno la variazione diurna della componente locale del gradiente di potenziale è essenzialmente collegata alla variazione della conducibilità dell'aria vicina alla superficie terrestre, d'inverno non c'è relazione tra i due fattori. Si è calcolato il rapporto tra la resistenza dell'aria sopra College e quella sopra l'Oceano: si discute il significato statistico delle variazioni riscontrate in tale rapporto: si esaminano varie ipotesi atte a spiegare il fenomeno.

La variazione diurna della conducibilità dovuta ai ioni positivi, presenta un'ampiezza che diminuisce del 50% circa dall'inverno all'estate, mentre la variazione della conducibilità negativa diminuisce marcatamente dall'estate all'inverno.

Sembra che le variazioni riscontrate nella conducibilità positiva siano dovute essenzialmente alle variazioni di N (concentrazione dei ioni) e quindi a q (variazioni della velocità di formazione dei piccoli ioni per cm^3 per sec.). Le variazioni della conducibilità negativa invece pare siano dovute essenzialmente ai venti o a fattori strettamente collegati che ostacolano l'azione del campo elettrico più d'estate che d'inverno.

E' riportata, con modifiche e amplia-

menti, la teoria di Scholz che collega tra loro i vari fattori che determinano lo stato elettrico della parte più bassa dell'atmosfera. Alcuni dei risultati sono posti graficamente a confronto con quelli ottenuti da altri autori.

Teoria e pratica mostrano un buon accordo, ma durante le varie esperienze l'aria fu, a College, molto quieta. *(L. M.)*

Sherman K. L.: *Totale and uncharged nuclei at Washington, D. C.* - Terr. magnet. atm. electr., 1940, p. 191.

E' nota l'importanza che hanno i nuclei di condensazione sull'equilibrio ionico della parte inferiore della troposfera. I piccoli ioni positivi e negativi combinandosi con i nuclei carichi si uniscono ai nuclei scarichi neutralizzando la carica dei primi e trasformando questi altri in grossi ioni. Se si ammette che i nuclei di condensazione sono dati sia da ioni carichi positivamente e negativamente sia da nuclei scarichi, e che la velocità di combinazione dei piccoli ioni dell'un segno con i grossi ioni eguaglia la velocità con cui si aggruppano i piccoli ioni dell'altro segno con i nuclei scarichi, è chiaro che è di grande interesse la conoscenza del rapporto S tra la concentrazione dei nuclei scarichi e quella di tutti i nuclei. Viene spiegato il metodo adoperato dall'autore per determinare tale rapporto e il dispositivo sperimentale.

L'apparecchio per determinare il numero totale dei nuclei di condensazione e il numero dei soli nuclei scarichi, era connesso con un condensatore cilindrico elettrico attraverso cui l'aria si poteva far passare con velocità regolabile. Il valore trovato sperimentalmente del rapporto S suddetto si accorda con altri valori trovati precedentemente a Washington con dispositivi diversi, sebbene si differenzi da quelli trovati in altre località. Però non si può parlare di una dipendenza di S dal tempo, dalla località o dalla concentrazione dei nuclei, giacchè un esame accurato di S indica che i vari valori trovati non hanno degli scarti maggiori di quelli che rientrano nei limiti degli errori di osservazione. Degli errori sistematici in tutte le misure di questo tipo provengono dall'assorbimento dei nuclei da parte delle pareti del dispositivo e questo può spiegare in parte la diversità dei valori trovati in luoghi diversi. *(L. M.)*

Byers H.: *General Meteorological aspects of tunder-storm electricity* - Terr. Magnet. atm. electr., 1940, p. 345.

Vengono esposte brevemente le teorie di Simpson e di Wilson sugli aspetti meteorologici dell'elettricità temporalesca.

Secondo Wilson una nube temporalesca presenta una distribuzione di cariche positive nella sua parte più alta e una distribuzione di cariche negative nella parte inferiore. Il campo elettrico al disotto di una nube temporalesca muta a seconda delle scariche elettriche. Subito dopo ogni scarica il gradiente di potenziale, negativo vicino alla terra, passa a valori positivi. In un pallone ascendente si sono notati mutamenti del campo sia con il tempo sia con l'altezza. Secondo Simpson la regione che presenta il maggior potenziale positivo si trova al centro tra cariche positive e negative, nelle vicinanze dell'isoterma corrispondente a-10° C. A questa temperatura c'è il probabile cambiamento dell'acqua dallo stato liquido allo stato di cristalli di ghiaccio, (elementi predominanti nella nube). Questi cristalli sono essenziali per provocare una precipitazione apprezzabile; essi pertanto hanno una parte importante nella generazione dell'elettricità temporalesca. (*L. M.*)

CHALMERS A. e LITTLE R.: *The electricity of continous rain* - Terr. magnet. atm. electr., 1940, p. 451.

Viene esposta l'importanza di una ricerca atta a studiare l'elettricità di una pioggia continua. Le misure fatte si riferiscono al marzo 1939: son riportati in tabelle i dati sperimentali ottenuti (acqua caduta in un'ora, carica della pioggia...) e confrontati con risultati ottenuti da altri osservatori.

Le osservazioni mostrano coesistenza di pioggia carica positivamente con gradiente di potenziale negativo, coesistenza che si verifica specialmente se la pioggia cade a lungo e ininterrottamente. Si potrebbe supporre che il processo primario sia la separazione di pioggia carica da residuali cariche negative esistenti nella nube o sotto la nube, oppure si potrebbe supporre che il processo primario sia lo stabilirsi di un gradiente di potenziale negativo e che la carica delle gocce di pioggia sia un processo secondario. Vengono esaminate accuratamente le due ipotesi senza poter peraltro scegliere tra esse, giacchè si trovano argomenti atti a favorire l'una, ma altri atti a favorire l'altra. *(L. M.)*

VACQUIER V. e AFFLECK J.: *A Computation of the Average Depth to the Bottom of the Earth's Magnetic Crust, Based on a Statistical Study of Local Magnetic Anomalies* - Nat. Research Council, Am. Geoph. Union, Trans., 1941, part. II, Washington, D. C., 1941, pp. 446-450.

La crosta terrestre consta di strati sedimentari, granitici e di uno strato sottostante. L'autore descrive le proprietà magnetiche di ogni strato, le loro variazioni, e le anomalie magnetiche risultanti. Sulla base di questi dati viene inoltre descritto un metodo per calcolare la profondità media del fondo della crosta terrestre. Da una parte, viene tracciata una serie di curve teoriche della variazione del massimo dell'intensità verticale dell'anomalia con la variazione in profondità della sommità dello strato magnetico. Dall'altra parte, viene scelto un certo numero di anomalie magnetiche da carte delle isanomale verticali, e tracciate curve statistiche per intensità in funzione della profondità. Infine da uno schema di confronto fra le curve, viene determinato per ogni tipo di anomalie il migliore adattamento tra le curve teoriche e le curve statistiche, fornendo così due soluzioni indipendenti per la profondità del fondo di uno strato magnetico non omogeneo. Vengono inoltre forniti alcuni esempi numerici. Essi mostrano che il fondo dello strato non omogeneo magneticamente è a una profondità media da 20 a 28 km dalla superficie terrestre. (*C. M.*)

RANDELL J. T. Jr.: *Theoretical and Practical Magnetometric Comparisons* - Canadian Min. and Met. Bull., Montreal, 355, 1941, pp. 495-512.

Viene esposta la teoria delle misure del campo magnetico terrestre e vengono discussi metodi costruttivi ed uso dei vari strumenti ideati a questo scopo. Vengono pure riportati i risultati di campagne in parecchie zone differenti, ed i risultati di confronti fra i variometri Hotchkiss e Askania. *(C. M.)*

EROLA V.: *On the Structure of the Earth's Crust in the Neighbourhood of the Ferghana Basin* - Ann. Acad. Sci. Fennicae, Helsingfors, A 3, 3, 1941, pp. 1-77.

In questa Nota sono esposti i risultati di uno studio isostatico del bacino del Ferghana, Asia Centrale. Da 185 stazioni gravimetriche inizialmente disponibili, vennero scelti 162 valori attendibili per il bacino propriamente detto e per le sue vicinanze. Le anomalie furono cal-

colate secondo la formula internazionale per la gravità normale; le riduzioni per le anomalie di Faye, di Bouguer, isostatiche (secondo Pratt-Hayford ed Airy-Heiskanen), e isostatiche regionali (secondo Wening Meinesz). I metodi e l'attendibilità dei calcoli, vengono chiariti con esempi. I risultati vengono presentati sia con profili gravimetrici che con carte. La distribuzione dei valori gravimetrici presenta un minimo molto marcato nel bacino del Ferghana. Il centro del minimo raggiunge valori da — 100 a — 250 mgal, a seconda della specie di riduzione applicata. Questo minimo può essere spiegato con l'ipotesi che la crosta terrestre sia in questa zona più spessa di parecchi chilometri di quanto richiede l'isostasia. *(C. M.)*

VENING MEINESZ F. A.: *La crosta terrestre sotto gli oceani* - T. Nederl. Aardrijks. Genootsch. Amsterdam, ser. 2, 58, 1941, pp. 1033-1038; in olandese.

Il materiale raccolto durante le classiche osservazioni gravimetriche in mare è stato sottoposto a nuovi calcoli. Ciò è stato fatto con l'uso di nuove tabelle per le riduzioni isostatiche locali e regionali calcolate nell'ipotesi di Airy. I nuovi calcoli vengono discussi. Essi non indicano l'improvviso cambiamento nelle anomalie messo in evidenza dalle riduzioni precedenti sull'orlo dei continenti. Invece, il passaggio alle deboli anomalie positive dei differenti bacini oceanici è graduale. Sembra, oltre a ciò, che la crosta terrestre generalmente si assottigli verso l'oceano all'orlo dei continenti di circa 16-20 km. Questo spessore corrisponde a quello dello strato del granito, determinato con metodi sismici. Si può quindi concludere che lo strato del granito esiste sotto i continenti ma non sotto gli oceani. Una simile ipotesi darebbe una semplice spiegazione delle uguali profondità medie dei differenti oceani. L'ipotesi è discussa nei suoi differenti aspetti, ed altri risultati sono riportati. *(C. M.)*

GALBRAITH F. M.: *The Magnetometer as a Geological Instrument at Sudbury* - Am. Inst. Min. Met. Eng., New York. Tech. Pub. 1482, 1942, p. 6.

Questa breve nota descrive l'uso del magnetometro impiegato a scopo geologico, nell'esplorazione del distretto di nickel a Sudbury. L'esperienza dell'Autore in ricerche analoghe a Falcombridge lo ha portato alla convinzione che soltanto attraverso un lavoro di dettaglio, e con una stretta correlazione dei risultati geologici e geofisici, i metodi di prospezione geofisica possono essere impiegati con successo nei problemi di esplorazione mineraria. Egli esprime anche l'augurio che la tecnica basilare descritta in questa Nota possa trovare una applicazione generale *(C. M.)*

BETZ F. Jr. e HESS H. H.: *The Floor of the North Pacific Ocean* - Geograph. Rev., New York, 32, 1, 1942. pp. 99-116.

Vengono discusse le carte batimetriche del Nord Pacifico, e le correlazioni di alcuni profili gravimetrici con le profondità marine. In conclusione vengono messe in evidenza spiccate fasce lineari intersecantisi di grande lunghezza sul fondo del bacino del Pacifico, che diramano dal gruppo delle Hawaii. Viene suggerito che queste fasce possono rappresentare zone di frattura, e che le Hawaii possano costituire una grande eruzione di magma vulcanica in conseguenza di queste fratture. *(C. M.)*

DALY R. A.: *The Floor of the Ocean* - Chapel Hill, N. C., Univ. of North Carolina Press, 1942, p. 177. Doll. 2,50.

Questo volume fa il punto sulle conoscenze attuali sul fondo dell'Oceano.

Vengono descritti i metodi per determinarle ed i risultati ottenuti. Il contenuto riguarda la composizione e lo spessore della crosta sub-oceanica e la natura del substrato sottostante; le isole, strutture montuose, e profondità oceaniche che compongono il rilievo del fondo abissale; e le terrazze e canyons sommersi dello zoccolo continentale. *(C. M.)*

FLEMING J. A.: *The Sun and the Earth's Magnetic Field* - Ann. Rept. Smithsonian Inst., Washington, 1942, pp. 173-208.

L'influenza del sole si manifesta sul campo magnetico terrestre essenzialmente attraverso la stratosfera. Sono perciò necessari i dati dello studio sia dei fenomeni magnetici che solari. L'Autore tratta dapprima le macchie solari ed altre caratteristiche del sole. Successivamente descrive il campo magnetico terrestre con particolare riguardo alle variazioni nel tempo di tipo regolare ed irregolare, l'attività magnetica e la sua misura, i vari indici, i disturbi magnetici di varia estensione, l'influenza delle radiazioni solari, la relazione con le macchie solari; la maggior parte delle questioni sono trattate nel loro sviluppo storico. Successivamente vengono trattate le relazioni della ionosfera col sole, le correnti telluriche, i disturbi geomagnetici e delle aurore, le relazioni coi raggi cosmici, e le attrezzature di laboratorio necessarie per questi studi. Segue una bibliografia, mentre numerose figure illustrano il testo. *(C. M.)*

WILSON J. T.: *A Statistical Study of the Periods and Amplitudes of Microseisms* - Nat. Research Council, Am. Geophys. Union, Trans of 1942, II, Washington, D. C., 1942, pp. 228-231.

E' opinione corrente che i microsismi siano onde di Rayleigh. Le ricerche di Ramirez, Krug, Leet, Archer, Byerly e Wilson confermano questa opinione ma arrivano anche alla conclusione che si tratta di onde provenienti da diverse direzioni. Parimenti, il rapporto delle ampiezze dei microsismi a Berkeley, come pure a Uccle, indicano che i microsismi risultano dalla composizione di onde di Rayleigh e di altre onde, con moto prevalentemente orizzontale. Inoltre, i rapporti delle ampiezze osservati non coincidono con i rapporti teorici calcolati da A. W. Lee e da Suzuki. Infine la differenza di periodo registrata fra le componenti orizzontale e verticale è in media di circa mezzo secondo e si manifesta per tutto l'anno. Questo fatto può essere spiegato, secondo l'Autore, ammettendo che i microsismi risultino dalla sovrapposizione di onde di Love e di onde di Rayleigh e che le onde di Love abbiano un periodo leggermente maggiore. (*C. M.*)

ROTHÉ E.: *Questions actuelles de Géophysique théorique et appliquée* - Gauthier-Villars, Paris 1943, p. 427. in 8°, fr. 450.

L'Autore avverte in Prefazione che questo volume non è un trattato, ma una raccolta di argomenti di Geofisica allo scopo di informare il lettore dello stato attuale della conoscenza nei campi trattati. Questi sono quelli che più direttamente si riferiscono alla Fisica della Terra: Gravimetria e gravimetri, Isostasia, Radioattività, Vulcanologia, Sismologa, Magnetismo terrestre. Non sono quindi trattate questioni di Meteorologia, nè di Oceanografia. Precede un interessante capitolo introduttivo sulla forma, temperatura e costituzione della Terra, con un cenno molto opportuno e ben fatto sul sistema planetario e sulla sua formazione.

I capitoli non hanno tutti la stessa ampiezza di trattazione; così per es. mentre è molto sviluppato il capitolo sulle misure di gravità, con speciale riguardo ai procedimenti più moderni, poco spazio

viene concesso ai fondamenti dell'isostasia, il cui principio viene però continuamente applicato specialmente nel capitolo dedicato alla radioattività della crosta, che è svolto in maniera veramente egregia e nel quale i fenomeni della geologia tettonica sono esposti con una concatenazione logica e chiara esposizione dei rapporti di causa ed effetto quali ancora non era dato di trovare in alcun trattato di Geofisica. Nello stesso capitolo viene pure svolto in maniera molto dettagliata e con spirito pratico, corredato da numerosi esempi e ampi dettagli della tecnica strumentale, un argomento di grande attualità; la prospezione delle sostanze radioattive, alla quale l'A. stesso ha portato notevoli contributi. Pure molto ampia è la trattazione della Vulcanologia, dove fra l'altro desta particolare interesse il lungo paragrafo descrittivo finale sulla sorveglianza dei vulcani e la difesa contro le eruzioni.

Gli ultimi due capitoli (Sismologia; Interpretazione e Cause del Magnetismo terrestre) sono condensati in un numero minore di pagine (50 pagine circa ciascuno), ma offrono ugualmente al lettore una visione completa dei problemi e dei procedimenti teorici e strumentali per risolverli. Nel primo sono comprese anche le parti relative alla prospezione sismica. Nel secondo si tratta solamente dei tentativi per la ricerca delle Cause del Magnetismo Terrestre, con particolare riguardo alle teorie fisiche moderne. Viene ampiamente esposta la recente ipotesi di Haalck (1939) sulla ionizzazione nell'interno della Terra, e sono trattate pure estesamente le variazioni periodiche ed irregolari, sempre dal punto di vista delle cause.

Segue infine, in Appendice, una breve esposizione delle idee attuali sulla costituzione della materia, quale riassunto di conoscenza della radioattività utili alla comprensione di certi capitoli del testo.

Ogni capitolo è svolto in forma molto chiara, omettendo le trattazioni matematiche non strettamente necessarie, ma esponendo ugualmente i progressi più recenti sia nella teoria che nella tecnica strumentale, e corredandolo inoltre di numerose applicazioni pratiche per mettere bene in evidenza l'utilità delle argomentazioni esposte. E' aggiunta inoltre per ogni capitolo una Bibliografia sommaria, ma con indicazioni delle memorie principali sull'argomento.

In conclusione, si tratta di un'opera di grande interesse che apporta molti elementi nuovi nella trattazione dei problemi, frutto spesso di ricerche personali dell'A., per cui non dovrebbe essere ignorata dagli studiosi degli argomenti svolti. *(C. M.)*

HECK N. H.: *What Geodesy Can Tell Us About Immediate and Ultimate Causes of Earthquakes* - Prima comunicazione al simposio: The Interior of the Earth Viewed in Relation to Earthquaque Causes. Jour. Appl. Physics, Lancaster, Pa., 14, 3, 1943, p. 104-114.

L'Autore vuol spiegare i terremoti da un punto di vista geodetico. Le misure geodetiche spiegano soprattutto le cause immediate dei terremoti: i metodi di triangolazione e livellazione rendono infatti possibile di avere indicazioni sui movimenti della crosta da misurazioni degli spostamenti superficiali. Le cause ultime dei terremoti possono essere in parte spiegate con i concetti dell'isostasia. Tuttavia, le compensazioni isostatiche devono essere integrate da altre forze per causare i terremoti, perchè importanti equilibramenti isostatici hanno avuto luogo senza terremoti. La rigidità della terra, le maree terrestri, lo spostamento dei poli, ecc. possono essere

cause concomitanti. Meinesz, Visser, Gutenberg e Richter trovano che i terremoti hanno tendenza a manifestarsi nelle fasce di anomalie negative congiunte con i profondi avvallamenti oceanici. *(C. M.)*

LYNCH W. A.: *Messurements of Terrestrial Magnetism Tell Us Little About Earthquakes but May Tell Us Much About the Interior of the Earth* - Quarta comunicazione al simposio: The Interior of the Earth Viewed in Relation to Earthquake Causes. Jour. Appl. Physics, Lancaster, Pa., 14, 3, 1943, pp. 127-130.

Il magnetismo non è una causa dei terremoti; l'energia necessaria non è presente, e nessun elemento è oggi ammissibile che esista a trasformare l'energia magnetica in meccanica. Il magnetismo può tuttavia fornirci qualche informazione sull'interno della Terra. E' ben noto che le sostanze ferromagnetiche perdono la loro magnetizzazione al punto di Curie: 780°C. per il ferro, 580°C. per la magnetite, e 350°C. per il nickel. Il punto di Curie aumenta con l'aumentare della pressione, ma questo aumento è in generale piuttosto piccolo. E' anche noto che il gradiente termico vicino alla superficie della Terra è di 30° per km. In conseguenza, tutte le sostanze ferromagnetiche dovrebbero perdere le loro proprietà magnetiche a profondità maggiori di 25 km, cosicchè il nucleo della Terra non dovrebbe essere magnetico. Studi recenti di Goranson, Mc Nish, Van Orstrand e Gutenberg hanno portato tuttavia ad una diminuzione del gradiente termico con la profondità e ad un aumento del gradiente del punto di Curie con la pressione. Su questa base, il nucleo della Terra può ancora essere un composto ferromagnetico di nickel e ferro. *(C. M.)*

MACELWANE J. B.: *Tectonophysics or the Physics of Earth Deformation* - Prima comunicazione al simposio: The Interior of the Earth Viewed in Relation to Earthquake Causes. Jour. Appl. Physics, Lancaster, Pa., 14, 3, 1943, pp. 131-133.

L'Autore definisce « Tectonofisica » la fisica delle deformazioni della Terra. Esperienze di F. D. Adams, L. H. Adams, Bridgman, Griggs, Birch e altri, eseguite con grafite, silicati, argento, mica, ecc., hanno dimostrato che le caratteristiche dei materiali e il meccanismo della loro deformazione cambia a seconda delle condizioni. Conseguentemente, la deformazione di una struttura geologica sotto l'azione di un dato sistema di forze dipende non soltanto dall'ambiente fisico e chimico, dalla configurazione geometrica, e dai limiti, ma anche dal comportamento tipico di ogni singolo materiale. L'Autore conclude che una spiegazione dei terremoti sulla base della sola elasticità è insufficiente. Devono essere incluse altre considerazioni, come la fluidità, plasticità e resistenza dei singoli metalli e rocce. *(C. M.)*

LYNCH J.: *What We learn from Thermodynamics* - Sesta comunicazione al simposio: The Interior of the Earth Viewed in Relation to Earthquake Causes. Jour. Appl. Physics, Lancaster, Pa., 14, 3, 1943, pp. 134-136.

La termodinamica tende a confermare l'ipotesi che l'interno della Terra sia estesamente solido. Il gradiente termico è circa 30° C. per km alla superficie della Terra, e si può ammettere che esso continui verso l'interno però con valori decrescenti. Il punto di fusione delle rocce è di circa 1.400° C. alla superfice ed aumenta con la pressione e quindi con la profondità; l'aumento è di circa 3° C. per km. Bridgman è arrivato alla conclusione che esso continua nell'in-

terno della Terra, ma con valori minori. Se la Terra è stata originariamente una massa fusa, allora, secondo quanto ha dimostrato Jeffreys, il gradiente di temperatura di una tale sfera liquida sarebbe stato di circa 0,3° C. per km. Attualmente, il gradiente del punto di fusione è 10 volte maggiore. Quindi una solidificazione della Terra dovrebbe essere incominciata non alla superfice ma a qualche profondità. Simili deduzioni conducono alla conclusione che il nucleo della Terra è solido.

Se la temperatura di solidificazione delle rocce alla superficie è di 1.400° C. e il gradiente del punto di fusione incomincia da 3° C. per km dalla superficie verso l'interno, la temperatura di solidificazione di 2.000° C. è raggiunta alla profondità di 200 km e deve essere maggiore di 2.000° C. al nucleo. Poichè la temperatura attuale del nucleo è generalmente stimata di 2.000° C., il nucleo deve essere solido. *(C. M.)*

GUNN R.: *A Quantitative Evaluation of the Influence of the Lithosphere on the Anomalies of Gravity* - Jour. Franklin Inst., Lancaster, Pan., vol. 236, 1, 1943, pp. 47-65.

Lo studio è una ricerca quantitativa dell'influenza di una litosfera fortemente elastica sugli scostamenti dall'isostasia. Viene mostrato come l'isostasia si possa considerare come un caso particolare di un principio più generale che può essere chiamato il principio dell'equilibrio isobarico. Questo principio che esprime la condizione dell'equilibrio verticale, viene espresso quantitativamente sia mediante le tensioni verticali risultanti nella litosfera, sia mediante le anomalie di gravità misurabili. Impiegando questo principio, si può determinare una funzione delle tensioni che permette di calcolare la frazione di giacimenti sovrapposti uniformemente portati dalla litosfera. Applicando questo metodo, si trova che per la regione centrale di un blocco che si trovi sostanzialmente in equilibrio isostatico, la dimensione lineare del carico dev'essere di circa 330 km, cioè più di circa 6 volte il valore normalmente assunto. La costante fondamentale caratteristica per le deformazioni elastiche della litosfera è determinata facendo ricorso ai dati geologici dai delta e dalle regioni prossime alle fratture. I valori così ottenuti suggeriscono un valore di 50÷15 km per lo spessore effettivo della litosfera. (*C. M.*)

GUNN R.: *A Quantitative Study of Isobaric Equilibrium and Gravity Anomalies in the Hawaiian Islands* - Jour. Franklin Inst., Lancaster, Pa., vol. 236, 4, 1943, pp. 373-390.

La deformazione di una litosfera fortemente elastica galleggiante su un magma fluido viene calcolata per un esteso carico montagnoso. Le deformazioni producono tensioni verticali sovrapposte nella litosfera che contribuiscono ad equilibrare il peso della montagna e distribuiscono questo peso su un'area piuttosto estesa. Impiegando il principio dell'equilibrio isobarico, la distribuzione della tensione verticale di sostegno e le anomalie gravimetriche associate possono essere determinate per mezzo di analisi. I risultati vengono applicati alla catena delle Hawaii, e viene messo in evidenza come le proprietà fisiche calcolate e le anomalie gravimetriche sono molto simili a quelle osservate. Da questo studio si deduce che: *a*) Una forte litosfera sottostà alle Havaii, il suo spessore è praticamente identico a quello sotto altre regioni; *b*) questa litosfera può sopportare tensioni unilaterali prossime a 10^9 dine/cm^2 per lunghi periodi di tempo; *c*) la distribuzione delle anomalie gravimetriche può essere descritta quantitativamente in funzione delle deformazioni

calcolate; *d*) il principio dell'equilibrio isobarico è soddisfatto nella regione, mentre il principio isostatico in generale non lo è; *e*) la distribuzione delle masse compensanti non è affatto quella richiesta dal principio isostatico. Si conclude che l'isostasia conduce a risultati che sono chiaramente errati se applicati a montagne o ad altre regioni deformate. Il principio d'equilibrio isobarico appare invece ben confermato dalla ricerca. *(C. M.)*

HUBBERT M. K.: *Discussion of the Interior of the Earth Viewed in Relation to Earthquake Causes. I. What Geodesy Can Tell Us About Immediate and Ultimate Causes of Earthquakes* - Bull. Seismol. Soc. Am. 33, 1, 1943, p. 115.

Anche Hubbert è dell'avviso che l'equilibramento isostatico non può essere una causa primaria dei terremoti (v. recens. prec.). Egli adduce due spiegazioni per questa conclusione. Prima, il processo di erosione delle montagne è irreversibile e non può produrre da solo una nuova montagna. Quando una montagna viene ridotta ad un pianoro la sua energia potenziale viene annullata, e non può essere utilizzata come energia potenziale per una nuova montagna; una nuova somministrazione di energia è necessaria per questi processi. Seconda, l'equilibramento isostatico e l'erosione delle montagne hanno differente durata: « Il tempo richiesto per raggiungere l'equilibrio isostatico è circa un millesimo di quello richiesto per una corrispondente erosione completa ». Da queste considerazioni, l'Autore conclude che la causa dei terremoti consiste in qualche notevole fonte di energia, situata profondamente nell'interno della Terra, in confronto con la quale l'equilibramento isostatico è relativamente poco importante. *(C. M.)*

LONGWELL C. R.: *Geologic Interpretation of Gravity Anomalies in the Southern New England - Hudson Valley Region* - Bull. Geol. Soc. Am., 54, 4, 1943, pp. 555-590.

Le stazioni pendolari eseguite dall'U. S.C.G.S. in località scelte per il loro significato geologico forniscono una rete nel New England meridionale, New York orientale e New Jersey settentrionale comprendente circa 120 stazioni. Numerose stazioni supplementari sono state eseguite con un moderno gravimetro. Inoltre venne determinata la densità specifica delle rocce nella vicinanza delle stazioni pendolari.

Le carte delle isanomale basate sulle anomalie isostatiche, di Bouguer ed in aria libera sono molto simili nelle loro caratteristiche principali. Alcuni gruppi di anomalie rivelano masse sotterranee di eccezionale densità. Tenendo conto delle correzioni per queste masse locali, risultano molto chiare le tendenze regionali. Due fasce di anomalie negative sono separate da una fascia di anomalie positive. Le anomalie negative corrispondono in generale ad assi di sedimentazione durante il Paleozoico. L'intera regione andò sottoposta alla deformazione orogenetica, seguita da ampia erosione.

Poichè i gruppi delle anomalie di Bouguer sono poco influenzate dalle ordinarie correzioni isostatiche, e possono riferirsi soltanto in piccola misura alla configurazione visibile, risulta che essse o indicano notevoli scostamenti dall'equilibrio isostatico o rivelano differenze di densità nascoste. *(C. M.)*

U.S.C.G.S.: *Uses of Magnetic Stations* - Spec. Pub. 213, Washington, D. C., 1943, p. 7.

Vengono fornite numerose informazioni molto utili per l'esplorazione magnetica: 1) descrizione del declinometro e delle prime campagne negli U.S.A. 2)

Definizione degli elementi di uso comune come: declinazione magnetica, variazione secolare ed annua, variazione diurna, tempeste magnetiche e correzioni per la bussola. 3) Campagne con declinometri e direzione del meridiano; il metodo migliore per riferire lo scostamento dell'ago al meridiano geografico è ottenibile con l'osservazione della Stella Polare o del Sole. 4) Campagne magnetiche negli Stati Uniti effettuate dall'US.C.G.S. 5) Descrizione degli Osservatori magnetici a Cheltenham, Md., Honolulu, Hawaii, San Juan, P. R., Sitka, Alasca e Tucson, Arz. 6) Bibliografia sull'uso del declinometro. *(C. M.)*

Mc Cann G. D. e Morgan D. E.: *Field Disturbances Produced by Lightning* - Trans. Am. Inst. Elec. Eng., Suppl., New York, 62, 1943, pp. 345-357.

Vengono esaminate le variazioni del campo elettrico terrestre in condizioni atmosferiche perturbate, in particolare in conseguenza di scariche elettriche. Con certe ipotesi sulla distribuzione della carica lungo il tragitto di caduta del fulmine e sulla velocità di propagazione della scarica oscillatoria, vengono determinate le ampiezze e forme delle singole onde componenti le variazioni del campo risultante, in funzione della distanza di scarica, e vengono studiati gli effetti dei parametri variabili. La variazione del campo ottenuta teoricamente viene paragonata con le osservazioni. Vengono discussi i cambiamenti del campo prodotti da scariche fra nubi. *(C. M.)*

Richter C. F.: *Mathematical Questions in Seismology* - Bull. Am. Mathem. Soc. New York, v. 49, 7, 1943, pp. 477-493.

Le questioni matematiche che riguardano la sismologia si possono ridurre essenzialmente a tre gruppi principali di equazioni differenziali: 1) Equazioni del moto dello strumento registratore; 2) equazioni del moto di un corpo solido elastico; 3) equazioni della propagazione delle onde elastiche nell'interno della Terra (assunta normalmente come sferica). Il primo gruppo è il più semplice, e la sua teoria è stata elaborata notevolmente. Il secondo insieme comprende un'equazione vettoriale e due equazioni per le componenti del tensore in funzione delle derivate dello spostamento. Queste equazioni classiche sono chiamate in causa ogni qualvolta è necessario applicare condizioni limiti. Esse vengono citate, e sono analizzate le loro conseguenze matematiche, generalizzazioni e modificazioni. Vengono discusse le onde di Rayleigh e Love nonchè le altre onde piane derivate. Il terzo insieme comprende equazioni identiche a quelle dell'ottica geometrica. La differenza principale consiste nella determinazione del tempo. Vengono inoltre discussi altri principi ed equazioni della sismologia « ottica ». La nota è corredata da una vasta bibliografia. *(C. M.)*

Bodle R. B.: *Additional Evidence for High-Speed Surface Waves over Atlantic Paths* - Nat. Research Council, Am. Geoph. Union, Trans., 1943, I, Washington, D. C. 1943, pp. 57-59.

Per tragitti lungo il Pacifico sono state osservate onde superficiali con velocità superiore alla normale. I sismogrammi alle Bermude dei terremoti del 10 e 28 novembre 1942 mostrano analoghe onde superficiali a forte velocità anche lungo tragitti atlantici. La velocità di propagazione è molto prossima al limite superiore di 4,67 km/sec per le onde superficiali trasversali. A conferma dei risultati delle Bermude, l'Autore presenta una tabella: « Sommario di dati di terremoti che hanno dato origine a onde superficiali con forte velocità lungo l'Oceano

Atlantico ». Questa tabella indica che le onde superficiali con forte velocità sono osservate anche lungo i tragitti atlantici che sono per buona parte itinerari continentali. Essa mostra anche che queste onde possono mancare per alcuni particolari tragitti atlantici; tuttavia, quest'ultima conclusione è poco evidente. *(C. M.)*

SKEELS D. C.: *Gravity Anomalies in Sedimentary Basins* - Trans. New York Acad. Sciences, ser. 2, vol. V, n. 5, 1943, pp. 87-91.

L'Autore analizza il comportamento dei dati gravimetrici pendolari nel processo della formazione dei bacini. I dati riguardano il profilo Black Hills-Bighorn-Beartooth; il bacino Ardmore, Oklahoma meridionale; il bacino del Po; l'avampaese Carpatico; la regione del Caucaso e il bacino carbonifero di Kouznetsk, U.R.S.S. Questi risultati non confermano l'idea isostatica che il peso dei sedimenti causa un affondamento del fondo dei bacini. Le anomalie di Bouguer vengono addotte come prova principale. Secondo la teoria isostatica, aree elevate dovrebbero avere anomalie di Bouguer negative, aree basse anomalie positive. Ma i bacini con profonde sedimentazioni costituiscono un'eccezione notevole. Essi non sono compensati in profondità e non sono attualmente in equilibrio isostatico. D'altra parte, la teoria dell'incurvamento crostale offre una buona spiegazione di queste constatazioni. Essa ammette la esistenza di deficienze di massa nel periodo di sedimentazione, sicchè l'affondamento ebbe luogo non a causa dell'isostasia, ma piuttosto in opposizione all'isostasia. L'Autore conclude che, secondo Lui, sarebbe necessario una revisione dei principi riguardanti l'isostasia e la fermezza della crosta terrestre. *(C. M.)*

WANTLAND D.: *Magnetic Interpretation* - Geoph., Menasha, Wis., 9, 1, 1944, pp. 47-59.

E' generalmente noto che le anomalie magnetiche non corrispondono sempre a sollevamenti strutturali. L'Autore discute questo problema sulla base di: 1) Esempi; 2) carattere magnetico dei sedimenti; 3) possibilità di studi della stratografia magnetica e 4) deduzioni delle campagne magnetiche. *(C. M.)*

HERSEY J. B.: *Gravity Investigation of Central-Eastern Pennsylvania* - Bull. Geol. Soc. America, Baltimore, Md., 55, 4, 1944, pp. 417-444.

Nel 1940 e 1941 vennero eseguite 712 stazioni gravimetriche nella Pennsylvania centro-orientale nella regione attorno Allentown e Bethlehem. Dal punto di vista geologico la regione si estende dalle terre basse del Trias al Siluriano dei monti Kittatinny. Vennero calcolate le anomalie di Bouguer, e da queste vennero tracciate le isanomale. La variazione delle anomalie sull'area in esame risulta a carattere sia regionale che locale; le anomalie locali sono connesse nella forma coi lineamenti strutturali ed in certi casi coincidono geograficamente con contrasti visibili di densità. Viene compiuta un'analisi preliminare delle strutture, indicando la possibile forma e dimensione delle anomalie di massa che possono produrre le anomalie gravimetriche trovate. Notevoli sovrapposizioni a carattere locale rendono difficile un'analisi dettagliata, ma si reputa che un uso continuato del metodo gravimetrico di questa regione riuscirà utile nello studio dei suoi problemi geologici e strutturali. *(C. M.)*

HORTON C. W.: *Gravity Anomalies Duc to Extensive Sedimentary Beds* - Bull. Geol. Soc. America, Baltimore, Md., 55, II, 1944, pp. 1217-1228.

Le anomalie isostatiche risultano da varie strutture a due dimensioni del ti-

po di vasti bacini sedimentari e geo-sinclinali. Viene dimostrato che un bacino dovrebbe essere circondato da un « alone » di anomalie positive e che l'estensione degli strati sedimentari e la profondità del limite inferiore sono più importanti che non lo spessore per produrre le anomalie isostatiche. I calcoli sono applicati ad una zona costiera per interpretare i risultati trovati da Vening Meinez, secondo i quali in parecchi profili spinti al largo le anomalie aumentano algebricamente allontanandosi dalla costa. Calcoli considerevoli sono necessari prima di poter determinare l'intervallo di tempo fra la deposizione dei sedimenti e il raggiungimento di una compensazione isostatica completa. *(C. M.)*

Bernstein A.: *A Survey of Methods of Constructing Magnetic Charts* - Terrestr. Magn. and Atm. Elec., Baltimore, Md., 49, 3, 1944, pp. 169-179.

Non esiste uniformità nei metodi di costruzione delle carte magnetiche. Il tracciamento delle curve è ancora per buona parte guidato dal giudizio individuale. La presente rassegna della letteratura dei metodi è compilata allo scopo di rimediare a questa situazione. Particolare attenzione viene rivolta alla descrizione degli schemi di interpolazione usati nel localizzare le linee isomagnetiche. La discussione investe le carte di vari Paesi ed i problemi relativi, quali i metodi proposti per la rappresentazione, la geometria delle carte magnetiche, la scelta della proiezione cartografica, e i suggerimenti per migliorare la rappresentazione. *(C. M.)*

Rooney W. J.: *Summary of Earth-Current Records From Tucson, Ariz., for a Complete Sunspot-Cycle* - Terr. Magn. and Atm. Elec., Baltimore, Md., 49, 3, 1944, pp. 147-157.

I risultati finali di una ricerca in collaborazione fra il Dipartimento di Magnetismo Terrestre della Carnegie Institution di Washington, la U. S. Coast and Geodetic Survey e la Bell Tehephone Co., per la misura delle correnti telluriche a Tucson, Ariz., sono riassunti in otto tabelle. Queste tabelle danno per ogni componente i valori annuali mensili della variazione media diurna registrata in tutti i giorni e nei dieci giorni più calmi di ogni mese. Dai valori annuali è evidente la correlazione generale fra l'attività delle correnti telluriche e l'attività solare, indicata dai numeri delle macchie solari. I valori mensili confermano nei dettagli un numero di aspetti interessanti e poco soliti già prima registrati in connessione con la variazione stagionale della corrente tellurica a Tucson. Poichè le registrazioni abbracciano un ciclo completo di macchie solari e sono prive di lacune ed omogenee, è da augurarsi che esse forniscano materiale molto utile per ulteriori studi sulle relazioni fra le variazioni magnetiche, le correnti telluriche, e le condizioni esistenti negli strati ionizzati nell'alta atmosfera. *(C. M.)*

Willis B.: *Philippine Earthquakes and Structure* - Bull. Seism. Soc. Am., Berkeley, Calif., 34, 2, 1944, pp. 69-81.

Le due carte allegate mostrano la distribuzione degli epicentri nell'arcipelago delle Filippine secondo W. C. Repetti. Il testo presenta le relazioni degli epicentri con le strutture attive di parecchi tipi osservate dall'Autore in una campagna geologica nell'aprile del 1937. Vengono anche abbozzate la dinamica dell'arcipelago e il meccanismo delle tensioni in accordo con l'ipotesi che il blocco delle Filippine sia una massa eruttiva emersa lungo il contatto fra gli elementi della crosta che sottostanno rispettivamente al Mar della Cina e all'adiacente bacino del Pacifico. (*C. M.*)

KOGBETLIANTZ E. G.: *Quantitative Interpretation of Magnetic and Gravitational Anomalies* - Geoph. Menasha, Wis., 9, 4, 1944, pp. 463-493.

In questa nota l'Autore discute ed illustra con applicazione al caso particolare di un'anticlinale simmetrica un nuovo metodo interpretativo per le anomalie gravimetriche e magnetiche basato sull'uso di valori medi (integrali) di funzioni convenientemente scelte delle quantità osservate. L'interpretazione quantitativa fornisce la posizione dell'apice, la inclinazione dei fianchi, lo spessore, la profondità della base dell'anticlinale, come pure la differenza di densità nel caso della gravità e la grandezza e direzione del vettore-magnetizzazione nel caso magnetico. *(C. M.)*

BRUGGEN J.: *Contribucion a la geologia sismica de Chile* - Santiago de Chile, Univ. of Santiago Press, 1944, p. 132.

Viene descritta la geologia del Cile in relazione con i terremoti. Vengono considerate le cause dei terremoti, la sismicità, le linee isosiste, i movimenti delle fratture, ecc. Vengono anche forniti dettagli regionali. I risultati vengono basati anche su misure geodetiche. *(C. M.)*

ALLEN C. W.: *Relation between Magnetic Storms and Solar Activity* - Mon. Not. R. Astr. Soc., London, 104, 1, 1944, pp. 13-21.

Gli effetti delle eruzioni e delle macchie solari sulle tempeste del campo magnetico terrestre sono state studiate statisticamente per il periodo 1906-1942; i giorni magnetici disturbati furono divisi in quattro classi; i dati solari in giorni nei quali grandi gruppi di macchie attraversarono il meridiano centrale, e giorni nei quali furono osservate eruzioni e perturbazioni radiofoniche. Vennero cercate correlazioni fra disturbi magnetici e gruppi di macchie, e fra i disturbi e le eruzioni. I risultati sono divisi in classi. Se tutte le quattro classi vengono raggruppate assieme, si ottiene una curva senza caratteristiche, la quale mostra perchè non vennero rilevate prima relazioni generali fra le macchie solari e tempeste ricorrenti minori. *(C. M.)*

BOAGA G.: *La deviazione della verticale in Italia* - Mon. n. 1 di Geofisica e Geochimica, Ist. Geof. Ital., Milano, 1945, pp. 186 in 8°, L. 900.

Si tratta di un importantissimo lavoro di sintesi, in cui l'A. raccoglie, analizza e discute tutti gli elementi relativi alle 222 misure di latitudine, longitudine ed azimut finora eseguite in Italia in 111 stazioni, e pubblicati in relazioni parziali dai singoli A. Molte delle riduzioni sono state ricalcolate per ottenere un insieme omogeneo. Lo studio si svolge attraverso l'esame delle seguenti questioni: *a*) la deviazione meridiana; *b*) la deviazione ortodromica; *c*) la deviazione azimutale; *d*) le equazioni di Laplace; *e*) la deviazione totale; *f*) relazioni fra le componenti della deviazione totale, la deviazione totale e le gravità osservate, nonchè le anomalie gravimetriche; *g*) il comportamento della superficie del geoide rispetto agli ellissoidi di riferimento, determinazione del più conveniente orientamento; *h*) la determinazione delle dimensioni dell'ellissoide locale italiano; *i*) il tracciamento di profili geoidici lungo meridiani e paralleli; *l*) la determinazione delle formule per il calcolo delle deviazioni normali meridiana ed ortodromica, con il conseguente calcolo delle anomalie delle componenti della verticale; *m*) le ondulazioni del geoide e loro rappresentazione analitica.

Come si vede, la mole dei problemi

trattati (per la prima volta in Italia) è veramente imponente, ed i risultati sono pure del più grande interesse. Citiamo fra questi:

1) dei tre riferimenti considerati (ellissoide di Bessel, orientato a Genova; ellissoide di Bessel, orientato a M.te Mario; ellissoide internazionale, orientato a M.te Mario), è risultato che per l'Italia è più conveniente l'ellissoide internazionale;

2) alle sopraelevazioni del geoide corrispondono in generale anomalie gravimetriche secondo Bouguer positive, mentre anomalie negative si hanno in corrispondenza delle depressioni; si ha così una nuova conferma del fatto che ondulazioni geoidiche ed anomalie gravimetriche provengono da una medesima causa;

3) le ondulazioni del geoide sono positive nell'Istria centro-meridionale, nell'Italia meridionale a Sud di Roma e nella Sicilia centro-orientale, con un massimo molto spiccato nelle Puglie; nel rimanente dell'Italia si hanno ovunque depressioni, salvo una sopraelevazione isolata abbastanza accentuata nel circondario di Foligno. La depressione massima (limitata dalla isoipsa —10m) si ha in una vasta zona comprendente gran parte dell'Appennino Ligure, la parte occidentale della pianura padana e le propaggini delle Alpi Orobie, le Alpi Lombarde, i laghi di Como e di Garda ed i Monti Lessini; minimo assoluto a Pavia (—13,2m). Altre depressioni in valore assoluto maggiori di 10m si hanno nelle regioni del delta del Po e nella zona fra Udine ed Aquileia.

E' inoltre riportata una discussione sui residui di venti equazioni di Laplace ed è dimostrato come e in qual grado essi dipendano dalle precisioni con cui sono compiuti i lavori geodetici e da quelle risultanti dalle compensazioni. Sono determinate anche le precisioni delle deviazioni totali e dei loro azimut, i cui risultati sono poi utilizzati per il calcolo degli errori medi degli scostamenti fra ellissoide di riferimento e geoide.

Il lavoro, che comprende 18 figg. e ha 28 tavole numeriche, è corredato anche da una completa Bibliografia sull'argomento, per cui — e data la completa trattazione di tutti i problemi sopra menzionati — può ben essere ritenuto fondamentale per ogni ulteriore ricerca in questo campo. (*C. M.*)

GUTENBERG B.: *Variations in Physical Prosperties Within the Earth's Crustal Layers* - Nat. Res. Counc., Am. Geoph. Union, Trans., 1943, p. I, Washington, D. C., 1945, pp. 281-282.

Nella California meridionale è stato compiuto uno studio sulle ampiezze delle onde Pg per distanze epicentrali fra 50 e 570 km, utilizzando 300 esempi. La ricerca dimostra che in quella zona la velocità delle onde longitudinali nello strato del granito per profondità da 2 a 18 km è V = 5,56 + 0.001 h (in km/sec). Parimenti, lo studio delle onde Py fornisce una velocità di 6.0 + 0.01 (h—18) in km/sec per il (1) strato intermedio. Nell'interno dello strato del granito le ampiezze delle onde Py dovrebbero essere circa uguali a quelle delle Pn.

La velocità delle Pn al disotto della discontinuità di Mohorovicic a profondità da 35 a 40 km è prossima a 8.0 km/sec. Le velocità sia delle P e delle S dapprima aumentano con la profondità, ma il gradiente diminuisce rapidamente; in conseguenza, le ampiezze delle Pn ed Sn diminuiscono rapidamente per distanze maggiori di 200 km.

Si conclude inoltre che a una profondità di circa 80 km viene raggiunto il punto di fusione delle rocce. A tale profondità critica, ci può essere un'im-

provvisa leggera diminuzione della velocità delle onde. Mentre al disopra della profondità critica è necessaria una certa tensione minima per dare origine a correnti plastiche, al disotto di questa profondità non esiste alcuna tensione apprezzabile, e la corrente plastica è regolata soltanto dalla viscosità del materiale. *(C. M.)*

VESTINE E. H. e DAVIDS N.: *Analysis and Interpretation of Geomagnetic Anomalies* - Terr. Magn. and Atm. Elec. Baltimore, Md. 50, 1, 1945, pp. 1-36.

Viene discussa l'analisi e l'interpretazione delle anomalie geomagnetiche. Particolari procedimenti vengono descritti per stimare la profondità e la potenza di giacimenti magnetizzati, con l'uso di tabelle e grafici dei campi di modelli semplici. Vengono derivate relazioni fra le componenti superficiali del campo delle anomalie, usando la rappresentazione delle anomalie per mezzo delle serie di Fourier, delle serie di Fourier-Bessel e delle serie di potenze. Viene anche descritto un metodo basato sull'analisi dei campi magnetici superficiali per mezzo di integrali. Altri metodi vengono forniti per la stima della più probabile profondità minima e massima delle sorgenti magnetiche sotto la superficie terrestre, usando misure del campo alla superficie. La localizzazione delle cause non può essere determinata in maniera univoca soltanto da dati magnetici. Viene anche indicato l'uso dei gradienti del campo nella localizzazione delle cause delle anomalie. *(C. M.)*

GUTENBERG B.: *Amplitudes of Surface Waves and Magnitudes of Shallow Earthquakes* - Bull. Seismol. Soc. America, Berkeley, Calif., 35, 1, 1945, p. 3-12.

Uno studio delle ampiezze delle onde superficiali aventi periodi di circa 20 secondi viene impiegato per migliorare il calcolo della grandezza di terremoti lontani. Risulta che per distanze epicentrali fra 20° e 175° le ampiezze medie osservate corrispondono molto da vicino a quelle calcolate con un coefficiente di assorbimento k = 0.0003 per km. Per tragitti completamente fuori o dentro il bacino del Pacifico, è k = 0.0002 per km, mentre per tragitti tangenti al suo contorno, le ampiezze delle onde superficiali con periodi di circa 20 sec. possono essere ridotte di 2/3 o anche più (in casi estremi anche di 9/10) per riflessione o rifrazione di energia. Simili sismogrammi di terremoti nel primo strato possono essere assunti quali indice di una profondità ipocentrale intermedia. *(C. M.)*

ROTHÉ J. P.: *Séismes et volcans* - Presses Universitaires de France, Vendôme 1946, p. 136 in 16°, 45 Fr.

Questo volumetto, che fa parte di una Collana di divulgazione, è concepito in modo da mettere al corrente anche un profano del campo di ricerca della Sismologia e della Vulcanologia, dei problemi più importanti ad esse connessi e dei modi con cui vengono affrontati e studiati. La forma semplice e piana non va però a discapito del rigore dell'esposizione per cui la lettura riesce interessante pure ai cultori della materia, anche perchè continuamente corredata di esempi ed esposizioni di casi particolari scelti con molta opportunità (è ben nota la competenza in materia dell'A., sperimentata e acuita di senso pratico anche nelle sue funzioni di Direttore del Bureau International de Séismologie).

Le prime 100 pg. sono dedicate alla Sismologia e divise in quattro capitoli, riguardanti rispettivamente: 1°. Lo studio macrosismico dei terremoti. 2°. Le

onde sismiche, loro traiettorie, costituzione dell'interno della Terra, fasi principali per terremoti superficiali e profondi, sismografi. 3°. La sismicità della Terra, con particolare riguardo alla distribuzione dei terremoti normali, intermedi e profondi. 4°. Le cause dei terremoti; è questo il capitolo più interessante, perchè vi sono menzionate le teorie più moderne, compresa l'ipotesi delle correnti di convenzione, teorie della deriva dei continenti, ecc.

Le ultime 30 pg. trattano dei vulcani, descrivendone le caratteristiche, la distribuzione geografica, le cause, le connessioni con i terremoti, i fenomeni secondari e l'organizzazione dei servizi di sorveglianza per prevenire i disastri. Inoltre, come esempio della vita di un vulcano, viene descritta quella del Vesuvio, dalla prime notizie storiche fino al giorno d'oggi. *(C. M.)*

BONCHKOVSKY V. F.: *Microseismic Disturbances and their Causes* - Ac. Sc. U.R.S.S., Publ. Inst. Séism. n. 120, Moscou, 1946.

I microsismi osservati quotidianamente nei sismogrammi non hanno ricevuto fino al giorno d'oggi una spiegazione sufficiente. Fuori dubbio è però l'esistenza di una relazione fra i cicloni in regioni costiere oceaniche e l'aumento dei microsismi in parti diverse del continente.

Scopo del presente lavoro è stato quello di trovare il modo di determinare le coordinate dell'origine dei microsismi e di usare queste coordinate per un confronto con le carte sinottiche corrispondenti. Vennero perciò studiati i forti microsismi del 5 marzo 1938.

Dai sismogrammi di Pulkowo, Mosca e Swerdlowsk si potè stabilire che i microsismi con periodo di 4-6 sec erano sovrapposti ad oscillazioni con periodo di 8 sec. Da questo fatto l'Autore fu condotto a concludere che le coordinate dell'origine dei microsismi dovevano essere ricercate usando le oscillazioni di questo periodo.

Successivamente i microsismi di varie parti dei sismogrammi delle 3 predette stazioni vennero sottoposti all'analisi armonica per le tre componenti NS, EW, Z. Allo scopo vennero scelti tratti corrispondenti ad un intervallo di 40 sec. In queste condizioni il quinto armonico dovrebbe corrispondere alle oscillazioni medie dei microsismi. Le prime ricerche in questo senso portarono ai seguenti risultati:

1. — L'ampiezza massima dei microsismi per le stazioni di Pulkowo, Mosca e Swerdlowsk corrisponde al quinto armonico, cioè al periodo $T = 8.0$ sec.

2. — Le ampiezze della componente NS a Pulkowo e Mosca supera quella della componente EW. Le ampiezze delle due componenti NS ed EW a Swerdlowsk sono approssimativamente uguali.

Successivamente dalla formula delle oscillazioni medie e seguendo le due componenti orizzontali registrate in ognuna delle tre precedenti stazioni vennero determinate le proiezioni dei movimenti di un punto della superfice terrestre su un piano orizzontale. Queste proiezioni mostrarono in ogni caso la forma di un'ellisse più o meno allungata, con l'asse maggiore nella direzione di provenienza.

Da queste direzioni vennero ricavati gli azimut di provenienza e quindi con le relazioni di trigonometria sferica, le coordinate dell'origine dei microsismi.

Disposte queste coordinate sulla carta sinottica del 5-6 marzo 1938, si trovò che i microsismi avevano la massima ampiezza quando il centro del ciclone passava all'estremità settentrionale della Penisola Scandinava, e quando il fronte

freddo del ciclone seguito da forti venti occidentali si avvicinava dall'oceano al continente. Sempre sulla base delle coordinate determinate come sopra, l'area investita dai microsismi venne anche localizzata a sud del centro del ciclone. Questo risultato indica che l'origine dei microsismi in questione è stata la regione dei forti venti freddi sulla fronte fredda del ciclone, piuttosto che il suo centro.

Allo scopo di chiarire questo risultato della massima importanza, furono esaminati i microsismi di sette stazioni sismiche nell'anno 1914, ricavandone la distribuzione degli azimut per ogni mese dell'anno. Questi azimut indicarono l'esistenza di due regioni. Una, per le stazioni di Pulkowo e Swerdlowsk è la Scandinavia occidentale, e l'altra è la Scandinavia meridionale per il rimanente delle stazioni sismiche esaminate (Irkutsk, Tashkent, Tbilissi, Baku, ad eccezione di Makeevka, che per la sua posizione geografica risultò essere affetta da entrambe le regioni). Così i dati del 1914 dimostrarono che l'area origine dei microsismi era localizzata nella penisola Scandinava.

Un confronto della posizione dell'origine dei forti microsismi del 1914 (per gennaio, maggio e novembre) portò una volta di più alla conclusione della loro probabile connessione con la posizione del fronte di aria fredda in un ciclone. Questa supposizione è avvalorata dalla circostanza che questi venti freddi hanno una componente verticale spiccata che investe fortemente la catena di montagne lungo la costa occidentale della Scandinavia.

Nessuna relazione viene invece trovata fra l'ampiezza dei microsismi e la pressione atmosferica nel centro del ciclone, o le pressioni sulla Penisola Scandinava. *(C. M.)*

LEJAY P.: *Développements modernes de la gravimétrie* - Gauthier - Villars, Paris, 1947, p. 243 in 8°, 800 Fr.

Con la competenza che gli deriva dalla progettazione e costruzione del nuovo gravimetro che porta il suo nome, dalla lunga serie di misure effettuate in Europa, in Africa e soprattutto in Asia, e dallo studio approfondito dei problemi connessi con l'interpretazione dei risultati, l'A. si propone in quest'opera di esporre gli sviluppi moderni della gravimetria, con particolare riguardo ai nuovi metodi di misura della gravità, ed alle conseguenze deducibili sulla forma della Terra e sulla struttura della sua scorza. Nella *prima parte*, che riguarda i metodi moderni delle misure relative di gravità, vengono esposti sinteticamente i perfezionamenti apportati alle misure col pendolo, nonchè i concetti informatori, le particolarità costruttive, i pregi e i difetti dei gravimetri statici, dinamici, barometrici e dell'apparato di Vening-Meinesz per le misure in mare.

La *seconda parte*, relativa alla spiegazione dei risultati e applicazioni, è molto più estesa. Dopo un richiamo dei risultati ottenuti dalla Geodesia con le misure gravimetriche nei riguardi della forma della Terra, l'A. descrive in maniera molto chiara e rigorosa le varie influenze dalle quali è necessario liberare i valori osservati: altezza della stazione, irregolarità della superficie terrestre, masse superficiali lontane. Ampiamente viene spiegata e discussa l'essenza e l'importanza dell'isostasia, di cui vengono sottoposte ad esame critico le varie ipotesi. Dopo alcuni capitoli di natura geodetica, riguardanti i valori normali, anomalie, geoide, deviazioni della verticale, ecc., l'A. affronta in pieno il problema più importante dal punto di vista geofisico: le deduzioni sulla geologia profonda. Premesso un

esame critico delle ipotesi, dal punto di vista geofisico, ed esposti i fondamenti teorici, l'A. passa in rassegna i più importanti casi particolari, ed espone con un'acuta discussione critica i risultati più significativi ottenuti negli ultimi tempi dai vari ricercatori. Chiude il libro un capitolo sull'applicabilità delle anomalie gravimetriche nelle ricerche di geologia superficiale.

L'opera è veramente meritevole di esser conosciuta da chiunque desideri essere informato sui progressi moderni nel campo della gravimetria, e sarebbe degna di menzione se non altro perchè raccoglie risultati ed idee esposti in pubblicazioni difficilmente rintracciabili. Ma il pregio principale dell'opera è lo spirito critico che ne informa ogni passo, per cui il superfluo è eliminato e per quanto vi è esposto sono anche subito chiari al lettore i limiti di validità e di realtà, nonchè il significato da attribuire alle deduzioni. *(C. M.)*

Prof. PIETRO CALOI - *Responsabile*

Istituto Grafico Tiberino - Via Gaeta, 14 - Roma (Officine Grafiche, Tivoli)